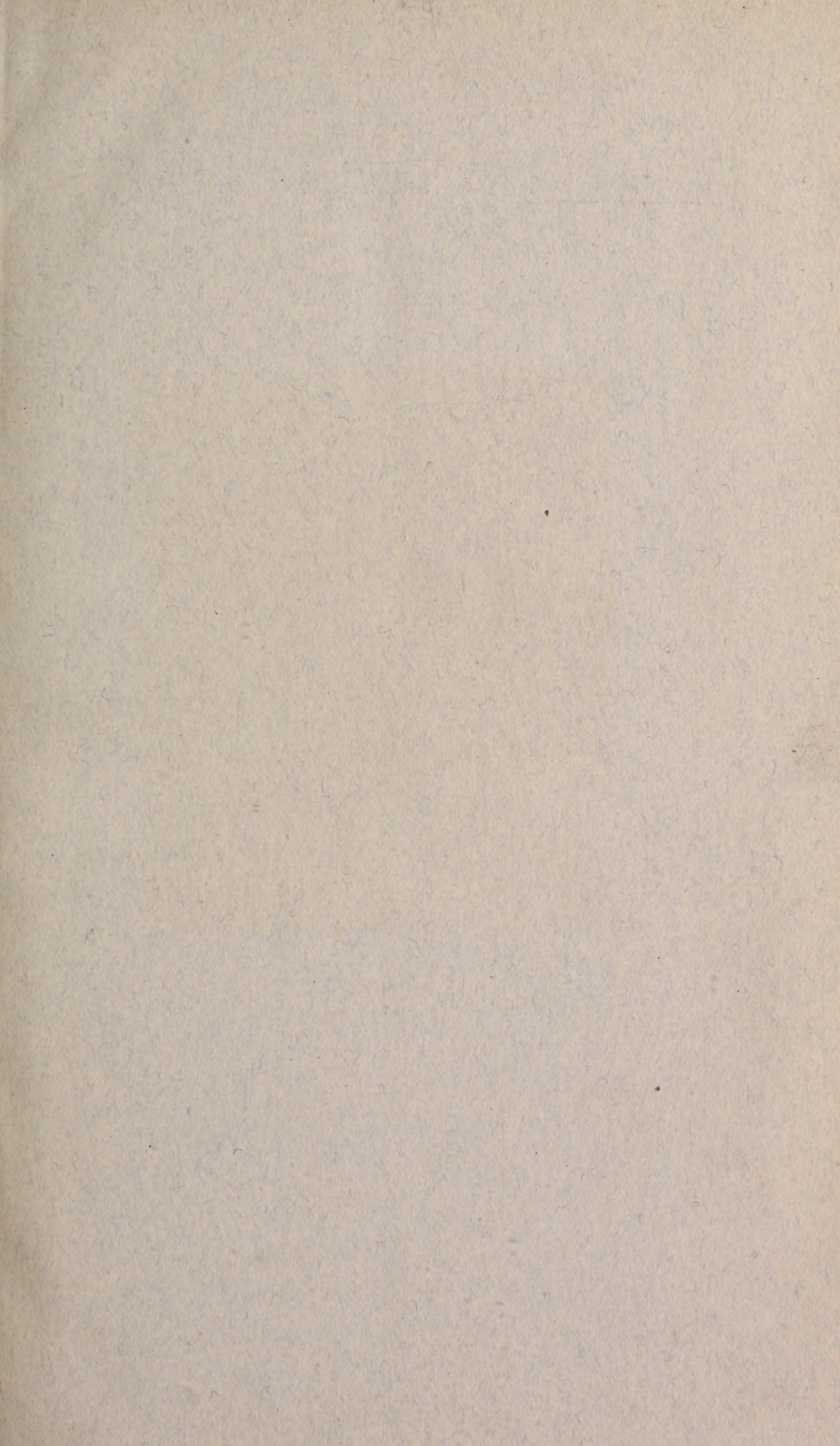
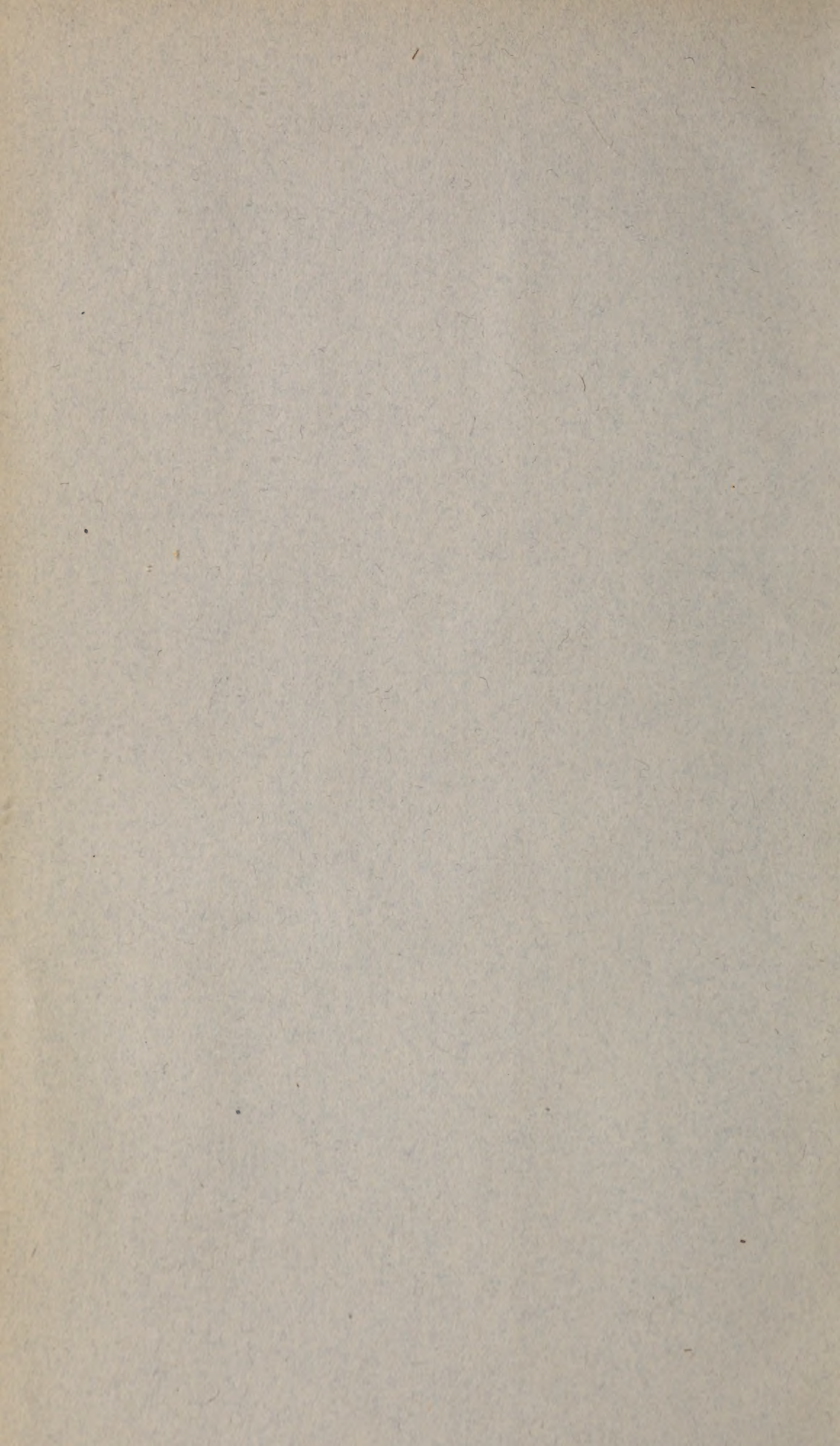
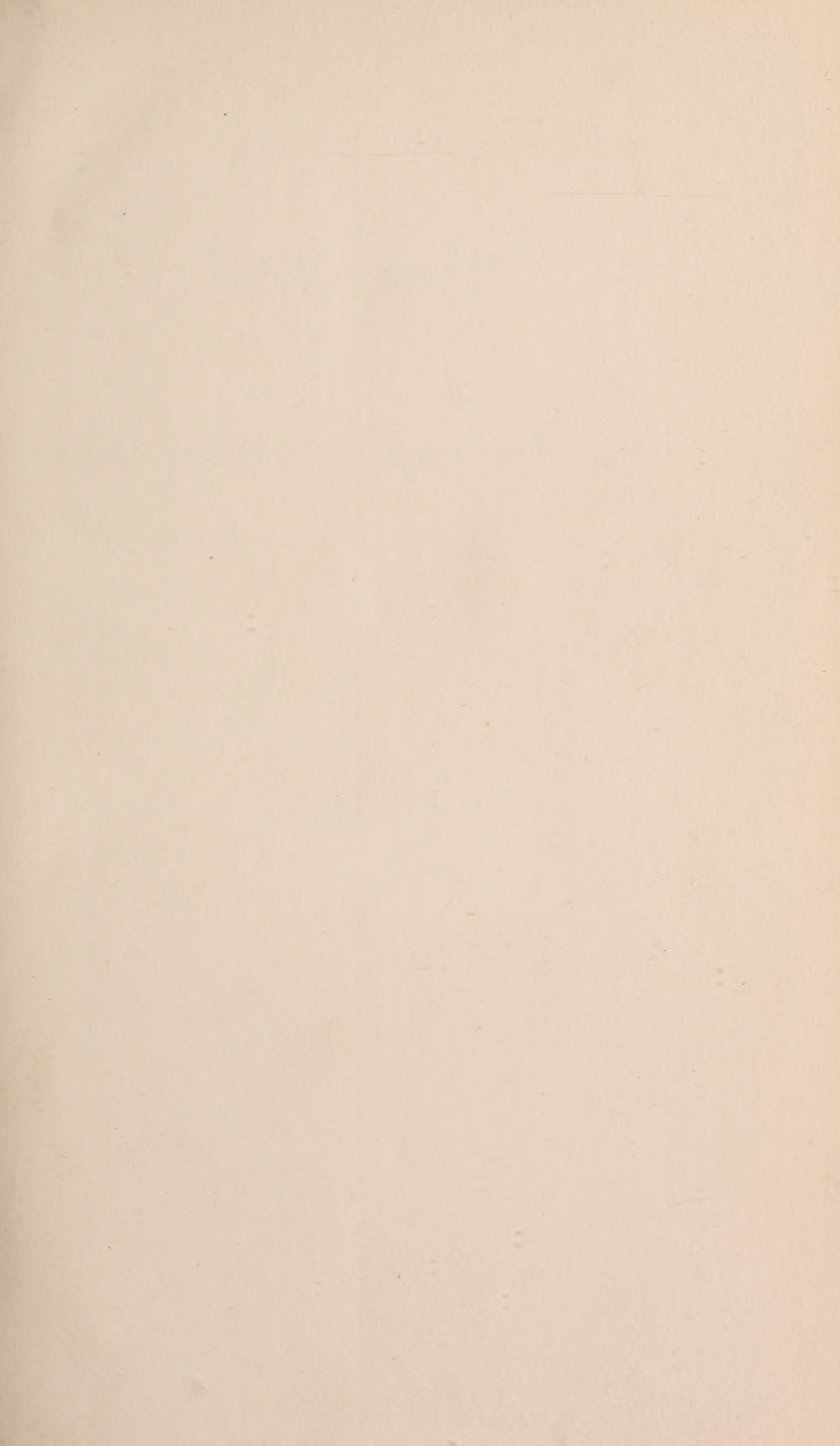
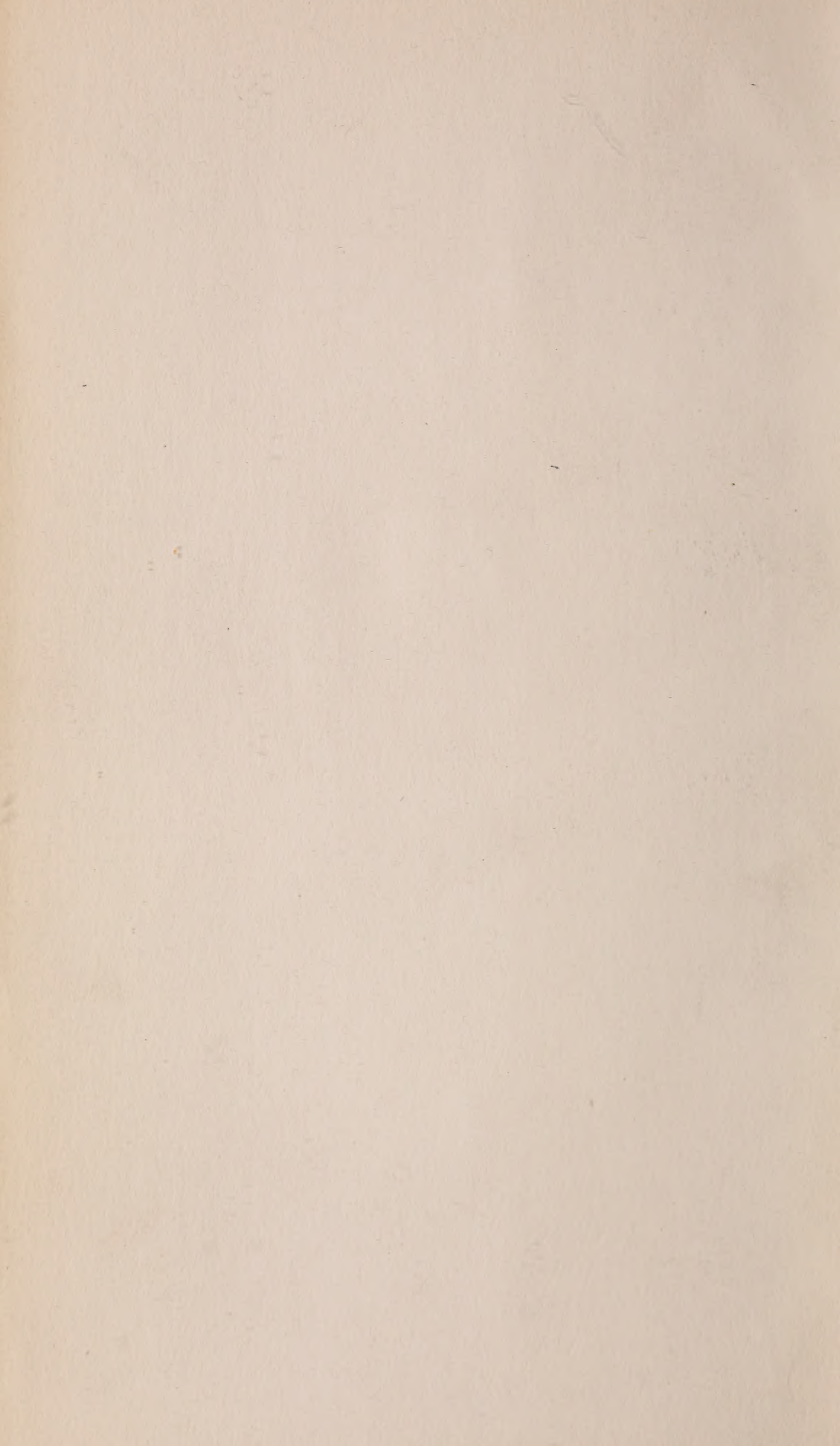










Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

68. Band.

1916.

(Mit 32 Tafeln.)

Berlin 1917.

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart.

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A:* Abhandlung, *B:* Briefliche Mitteilung und *V:* Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Seite

BÄRTLING, R.: Grundzüge der Kriegsgeologie. (Mit 2 Textfiguren.) *V.* *70*

BLANCKENHORN, M.: Zur Erklärung der Rillensteine des Niltals. *B.* *26*

DEECKE, W.: Über Meerestransgressionen und daran sich anknüpfende Fragen. *A.* 360

DIETRICH, W. O.: Über die Hand und den Fuß von *Dinotherium*. *B.* *44*

FRECH, FR.: Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen. (Hierzu Tafel I—XXIV und 4 Textfiguren.) *A.* 1

— Widerlegung der Kritik von PHILIPPSON über meine Abhandlung „Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn". *B.* *264*

FUCHS, ALEXANDER: Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus. (Mit 1 Textfigur.) *V.* *57*

GÜRICH, GEORG: Über angebliche Versteinerungen des älteren Paläozoikum in Südafrika und anhangsweise über alte Glaziale ebendaselbst. *V.* *178*

HAARMANN: Bemerkungen zum Bau des norddeutschen Bruchfaltenlandes (Titel). *V.* *5*

HENNIG, EDW.: Die Fauna der deutsch-ostafrikanischen Urgon-Fazies. (Hierzu Tafel XXX—XXXII u. 1 Textfigur.) *A.* 441

— Die geologischen Verhältnisse des Pindirotals im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Mit einer Kartenskizze.) *B.* *181*

— Die Stegosaurier und ihr Vertreter unter den Tendaguru-Funden (Titel). *V.* *70*

— Über die Lagerung des Tertiärs im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Hierzu 6 Textfiguren.) *V.* *113*

JAEKEL: Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers (Titel.) *V.* *253*

JENTZSCH, ALEXANDER: Über das örtlich beschränkte Vorkommen diluvialer Cenoman-Geschiebe. *B.* *92*

— Diskussion zu den Vorträgen OPPENHEIM u. HENNIG (Tertiär von Deutsch-Ostafrika). *V.* *132*

— Über Bohrkerne aus West- und Ostpreußen. *V.* *133*

— Über die diluvialen Kalktuffe von Ehringsdorf bei Weimar. *V.* *179*

— Über die Ursachen artesischer Quellen (Titel). *V.* *181*

KEILHACK: Diskussion zum Vortrag JAEKEL. *V.* *253*

Seite

Klähn, Hans: Eine wichtige Verwerfungslinie im Münstertal (Ober-Elsaß). (Mit 2 Textfiguren.) *B.* 160
Klemm, G.: Über die angebliche Umwandlung von Andalusit in Disthen in den Hornfelsen des Schürrkopfes bei Gaggenau in Baden. *B.* 86
Krause, P. G.: Adolf Remelé †. *B.* 94
Kühn: Über einen Rundhöcker auf Quadersandstein der Löwenberger Kreidemulde. (Hierzu 2 Texttafeln und 1 Textfigur.) *V.* 14
Leppla, A.: Die Koblenzschichten in der Südeifel und an der Mosel. *V.* 2
Löscher, W.: Zum Bett des *Actinocamax plenus* Blainv. *B.* . 39
— Über tertiäre Quarzite der Umgebung von Essen. *B.* . . 42
Mestwerdt: Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen (Titel). *V.* 1
Meunier, F.: Über einige *Proctotrypidae* (*Bethylinae, Ceraphroninae* und *Scelioninae*) aus dem subfossilen und dem rezenten Kopal von Zanzibar und von Madagaskar. (Hierzu Tafel XXIX.) *A.* 391
— Beitrag zur Monographie der Mycetophiliden und Tipuliden des Bernsteins. (Hierzu 36 Textfiguren.) *A.* . . . 477
Oppenheim: Die Tertiärbildungen von Deutsch-Ostafrika. *V.* . 103
— Gehören die *Clypeaster* führenden Schichten des kilikischen Taurus wirklich der Kreide an? *A.* 426
Philippson: Bemerkungen zu F. Frechs Abhandlung „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn". *B.* 259
Quaas, A.: Beiträge zur Geologie des Niederrheines. III. Zur Gliederung der Hauptterrasse. (Mit 1 Textfigur.) IV. Zur Wertung der fossilführenden Schichten der Hauptterrasse. *B.* 138
— V. Ein neuer Feinsandhorizont (= Viersener Stufe) im Diluvium. *B.* 239
— VI. Das geologische Profil der „Gemeindegrube Neuwerk" im Viersener Horst. (Mit 1 Textfigur.) *B.* 294
Rauff: Die Stratigraphie des oberen Mitteldevons in der Gerolsteiner Mulde (Titel). *V.* 57
— Über *Pteraspis*-Reste (Titel). *V.* 20
Rimann, Eberhard: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwest-Afrika. (Hierzu Tafel XXV—XXVII und 1 Textfigur.) *A.* 327
Salomon, W.: Über die Entstehung von Rillensteinen. *B.* . . 21
Schindewolf, O. H.: Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. (Mit 1 Textfigur.) *B.* 30
Soergel, W.: Die atlantische „Spalte". Kritische Bemerkungen zu A. Wegeners Theorie von der Kontinentalverschiebung. (Hierzu 4 Textfiguren.) *B.* 200
Stille, Hans: Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge. *B.* 269
Stromer, Ernst: Die Entdeckung und die Bedeutung der Land und Süßwasser bewohnenden Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide Ägyptens. *A.* 397
Wanner, J.: *Eifelocrinus* und *Peripterocrinus*, nom. nov. (Synonymische Bemerkungen). *B.* 200
— *Ptilocrinus*, eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel. (Hierzu Tafel XXVIII u. 3 Textfiguren.) *A.* 343
Werth, E.: Diskussion zum Vortrag Kühn (Form der Rundhöcker). (Mit 4 Textfiguren.) *V.* 19

Seite

WERTH, E.: Spuren des paläolithischen Menschen aus Deutsch-Ostafrika. (Mit 2 Textfiguren.) *V.* *5*
— Zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffe bei Weimar (Titel). *V.* *85*
— Zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffe bei Weimar. (Mit 1 Textfigur.) *B.* *170*
WOLFF, W.: Über einen Os bei Süderbrarup in Schleswig. (Hierzu 1 Texttafel und 1 Textfigur.) *V.* *8*
— Zur Geologie der Gegend von Bremen (Titel). *V.* *70*
ZIMMERMANN I, E.: Diskussion zum Vortrag KÜHN. *V.* *17*

Druckfehlerberichtigungen VI
Entlastungserteilung für den Vorstand 1913–1915 . . . . . . *259*
Mitgliederverzeichnis 509
Neueingänge der Bibliothek *54, 102, 250, 313,* 494
Ortsregister *315*
Protokoll der Sitzung am 5. Januar 1916 . . . . *1*
- - - - 2. Februar 1916 . . . . *1*
- - - - 1. März 1916 . . . . *7*
- - - - 5. April 1916 . . . . *57*
- - - - 3. Mai 1916 . . . . *70*
- - - - 7. Juni 1916 . . . . *70*
- - - - 5. Juli 1916 . . . . *103*
- - - - 1. November 1916 . . . . *177*
- - - - 6. Dezember 1916 . . . . *253*
- - Vorstands- und Beiratswahl für 1917 . . . . . *256*
Rechnungsabschluß 541
Sachregister *321*
Wahlprotokoll *256*

Druckfehlerberichtigungen.

Abh. 67. Bd., 1915:

S. 229, Zeile 9 von unten lies „der ungegabelten“ statt „der gegabelten 2. Längsader“.

S. 358, Zeile 2 und Zeile 5 von unten lies „1914“ statt „1913“.

Abh. 68. Bd., 1916:

S. 150, Zeile 4 von unten lies „Steinkohlenformation“ statt „Steinkohlonformation“.

Monatsberichte, 68. Bd., 1916:

S. *15,* Zeile 7 von oben lies „Groß-Hartmannsdorf“ statt „Groß-Hartmannskopf“.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn.

Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen.

Von Herrn FRECH-Breslau.

(Hierzu 20 paläontologische Tafeln, I—XX, 3 geologische Karten, Taf. XXI—XXIII, 5 Textbilder und 1 Profiltafel, Taf. XXIV[1].)

I.

Einleitung: **Der Gebirgsbau von Anatolien.**

Zu beiden Seiten der zentralen Hochfläche Anatoliens erheben sich Gebirgssysteme von überaus großer Mannigfaltigkeit des Aufbaus. Im Norden wiegen — wie überall auf diesem Anhang der asiatischen „Scheitel" und Zentralmassive — Gebirge vor, deren Faltung dem Paläozoikum angehört. Im Norden zeigt ferner das westpontische Faltungsgebirge Anklänge an die Helleniden und die räumlich allerdings viel entfernteren Karpathen. Die südlichen Gebirgszüge, die Tauriden, sind wesentlich jünger — vorwiegend neogenen Alters.

Im Süden des Taurischen Systems klingt die Faltung aus, so daß sich ein allmählicher Übergang in die indo-afrikanische Tafel vollzieht.

Eine kurz gefaßte Übersicht des Gebirgsbaus enthalten die folgenden Tabellen.

Die verschiedenen Gebirgssysteme Nordanatoliens sind zunächst in der nachstehenden Übersicht zusammengestellt. Die Ziffern 1—5 bezeichnen die von W nach O aufeinanderfolgenden verschiedenartigen Schollen und Gebirge:

---

[1]) Inhaltsübersicht S. 323.

Ältere paläozoische Faltungen.

1. Thrakische Masse (Tekir dagh, über 900 m) mit den aus kristallinen Schichten und eingelagerten Marmorzügen bestehenden propontischen Inseln (Marmara-Inseln): Granit bei Kütschük Tschekmedje (westlich Konstantinopel). Südlich der von einer Rumpffläche (900 m) begrenzten thrakischen Masse ein jungtertiäres Vorland (Dardanellen-Rodosto-Stambul).

2. Bosporanische Scholle (Bithynische Halbinsel, Pera bis Belgrader Wald bei Therapia): Gefaltetes Devon (und Ober-Silur), ungefaltete ozeanische Trias und Kreide. Jungtertiäre Eruptiva am Nordeingang des Bosporus.

4. Paphlagonische Scholle: Gefaltet sind: Kristalline Schiefer, Kohlenkalk, Steinkohlenformation von Heraklea-Songuldak, Rotliegendes von Amasia. Ungefaltet — vor allem an den Staffelbrüchen der Küste —: Unter- und Oberkreide. Im Binnenland Jura (besonders Lias und Oxford).

Jüngere (tertiäre) Faltungen und ungefaltetes Gebirge:

3. Westpontisches Gebirge vorwiegend gefaltet: Eocän-Flysch (gefaltet) mit Serpentin, darüber jungtertiäre Eruptivdecken und nichtmarines Jungtertiär (letzteres schwächer disloziert).

5. Ostpontische Scholle. Über flachlagernder Oberkreide und Eocänflysch (mit Eruptivlagen): sehr mächtige, mitteltertiäre Eruptivdecken (Andesit, Dacit) von bedeutender Ausdehnnng uud gewaltiger Mächtigkeit (1—1,5 km und mehr).

Übersicht der Gebirgszonen des Tauros.

Der Tauros unterscheidet sich von den europäischen Gebirgen durch seine gänzliche Einseitigkeit: Anlehnung an zentrale Hochflächen einerseits, Abbruch der kilikischen Ebene andererseits, allmähliches Ausklingen der Erhebung nach S, das sind die wesentlichsten Merkmale. Daraus ergeben sich geringfügige Höhenunterschiede im Norden und daher ein allmähliches

Starke Erdbeben an den Küsten und den Grabenbrüchen des Festlandes.	Erdbeben von der Region des syrischen Grabens ausstrahlend.
Quartär: Pluvialperiode durch Terrassenschotter am Bosporus und Amanos angedeutet.	
Rote Tekirnagelfluh, Terrassenschotter über 120 m mächtig im Amanos.	
Grenze von Tertiär bis Quartär: Begrenzung der anatolischen Halbinsel durch Abbrüche an den heutigen Küsten.	
Miocän: Massenausbrüche von Andesit und Liparit in der Mitte von N und NO.	Unter—mittelmiocäne Transgression in der Kilikischen Ebene.
Mitte des Tertiärs: Oligocän—Pliocän. Kalk und Mergel mit Gips und Steinsalz. Braunkohlenschichten.	Oligocäne Mergel mit Kohlen- und Landpflanzen in der Tekir-Senke.
Trockenlegung und Lücke.	Trockenlegung.
Tiefengesteine: Serpentin mit Meerschaum (Eski schehir). Marines Eozän: Flysch und Nummulitenkalk in den westpontischen Ketten.	Tiefengesteine: Hypersthenite des Kisil dagh usw. Nummulitenkalk im Bulgar dagh, Amanos, bei Kaisarié, Alveolinenkalk bei Gülek boghas.
Darüber Senone Kreide mit *Gryph. vesicularis* in weiter Verbreitung[1]).	Kalk mit *Inoceramus balticus* (= *Crippsi*). Senoner Pläner mit *Gryph. vesicularis*, *Clypeaster*, Riff-Korallen im Amanos und Tauros, Radiolitenkalk in großer Mächtigkeit überall.
Marine Oberkreide (Radiolitenkalke).	Marine Oberkreide, Mergel mit *Hemiaster*. Basalkonglomerate und Quadersandstein } Tauros.
Untere marine Kreide am Pontus (Songuldak). Ob. mariner Jura in Galatien (Dogger nicht nachgewiesen). Lias marin in weiterer Verbreitung. Trias marin: untere, mittlere bei Ismid, obere bei Balia Maden. Rotliegendes (kontinental) bei Mersiwan. Produktives Oberkarbon flözreich bei Eregli, Songuldak Amastra.	Große Lücke im Tauros.
Kohlenkalk bei Songuldak in gleicher Entwickelung wie:	Kohlenkalk (Untere und Obere Stufe) im ganzen Tauros und wahrscheinlich in Kilikien.
Marines Devon in allen Abteilungen vom Bosporus bis Ada-Basar.	Oberdevon im Tauros (Hatschkiri) und Antitauros (Hadjin und Felké).
Obersilur bei Pendok angedeutet.	(Obersilur nicht nachgewiesen). Untersilur im Amanos (Bagtsché) u. i. sog. Antitauros (Quarzitlager im Tonschiefer).
(Cambrium fehlt.)	

[1]) U. a. bei Ordu m. *Micraster cor anguinum* u. *Ananchytes ovatus*. Obersenon b. Amasia m. *Orbitoides*, *Ostrea larva* u. *Otostoma ponticum*. Mittelsenon a. oberen Euphrat m. *Hippurites Loftusi*, *vesiculosus* u. *Pironaea corrugata*.

Ansteigen von dem 1200—1400 m hohen Sockel der Hochfläche; die steile Absenkung nach Süden erfolgt ohne eigentlichen Randbruch. Das Fehlen jeder kristallinen Zentralzone ist endlich bemerkenswert. Sechs parallele Hauptzonen (I—VI) sind vorhanden:

I. Die Lykaonischen Vulkane, geologisch jung, die höchsten Erhebungen umfassend (sie gehören eigentlich mehr zu der Hochfläche als zu den Faltengebirgen).

II. Der Kappadokische Tauros (altpaläozoische, vorwiegend untersilurische Schiefer mit eingelagerten Augitporphyriten, Tuffen, Grauwacken und Kalklagern (IIa: Zone d. Kisil tepe); die Haupterhebung besteht aus einem mächtigen Zuge von Kohlenkalk (IIb: Unterzone des Bulgar dagh). Die Grenze von IIa und IIb bildet ein rd. 2000 m mächtiges, stark dynamometamorphes Amphibolitlager = tektonische Achse.

III. Der Kilikische Tauros: (Oberkreide und alttertiärer [obereocän-oligocäner] Serpentin mit (stärker gefaltetem) Paläozoikum (Unterkarbon-Devon) an der Basis.

IV. Die Kilikischen Vorberge und Hügel (Klippen von Paläozoikum — wie III — mit miocänen, marinen Hüllschichten).

An der Grenze nach Nordsyrien folgen:

V. Der Giaur dagh (oder westlicher Amanos) mit paläozoischem Kern, Kreide und Serpentin, ähnlich wie III).

VI. Das Kurdengebirge (nur Oberkreide und Serpentin), durch den Graben des Ghâb mit seinen jungvulkanischen Kratern und Decken von V getrennt.

Eine Vergleichung der Nord- und Südanatolischen Gebirge gibt die Tabelle auf Seite 3.

Einzelschilderungen: **Der Tauros.** (Hierzu Tafel XXIII.)

Vorbemerkung.

Die folgende Darstellung beruht auf einer Bereisung der Anatolischen und Bagdadbahn im September, Oktober, November und Dezember 1911 und zerfällt in die geologische Einzelbeschreibung der verschiedenen Gebirgszonen des Tauros (I—IV) und Amanos (V, VI) sowie in Erörterungen über die Verbreitung der Erdbebengefahr.

Die geologische Einzelbeschreibung folgt im allgemeinen der Linie der Bagdadbahn im Hohen Tauros, die ja auch in Zukunft den Ausgangspunkt der Reisenden bilden wird. Nach den Aufzeichnungen über die Strecke folgt die Schilderung einzelner Ausflüge und Bergbesteigungen von den Stationen Jlidja bzw. von dem unterhalb liegenden Ak köprü, der „Steinbrücke", von Bosanti han (Posidonion, angeblich Podandus), von Karapunar und Yer köprü bei Hatsch-kiri. Einige 100 m über

der Eisenbahnstation liegen am Tschakit die Gebäude der Bausektion Kuschdjular, den Fluß selbst überdeckt die natürliche Brücke Yer köprü. Die natürliche Brücke besteht aus den groben Blöcken eines alten Bergsturzes, durch die die Wasser des Tschakit ihren Weg finden. Die Oberfläche des Blockgewirrs ist durch den Travertin zahlreicher, dort mündender kalkreicher Quellen verkittet und oberflächlich durch den Flußsand gelegentlicher stärkerer, über die Brücke fließender Hochwässer eingeebnet.

I. Von Konia bis Eregli.

Der bis 1500 m aufsteigende Bergzug nördlich von Konia, die unmittelbare Fortsetzung des Sultan dagh, scheint ausschließlich aus hellen oder rötlichen Trachyten und aus Trachyttuff zu bestehen. In dem ausgedehnten Schuttkegel, den der Winterfluß von Siles bis in die Nähe von Konia vorschiebt, wurden nur Eruptivgerölle, keine Sedimentgeschiebe beobachtet. Die soliden Trachyte, welche in ähnlichen phantastischen Formen wie bei Afiun Karahissar verwittern, überdecken weiße, horizontal geschichtete Trachyttuffe, in denen die eigentümlichen Höhlen von Siles ausgetieft worden sind. Unter dem Tuff lagert flacher, wohlgeschichteter Sandstein, der von losen sandigen Lagen unterbrochen wird und mittel- oder jungtertiäres Alter besitzen dürfte. Die Trachytdecken dürften, wie schon die vollkommene Zerklüftung der ganzen Oberfläche zeigt, jungtertiär sein.

Ähnliche, oft phantastisch verwitternde Eruptiv-Gebilde begleiten auch vorher die Bahnstrecke bis südlich Eskischehir. Westlich Kutaiha gehört das schöne Vorkommen der Feuer-, Edel- und Milchopale von Simav den jungtertiären Rhyolithen an.

Die großen Ebenen, welche zwischen Afiun Karahissar und Akschehir, am Ilgün Göl, bei Sarai Ini und endlich bei Konia von der Bahn durchzogen werden, besitzen ausnahmslos einen vollkommen flachen Boden und wenig geneigte Schuttkegel. Zuweilen erhält sich in der Mitte der Ebenen ein See (Türk. Göl), so der Jlgün Göl und der Akschehir Göl bei Akschehir. Ein solcher fast immer von Sümpfen umgebener abflußloser See erhält sich dann, wenn der winterliche Niederschlag die sommerliche Verdunstung überwiegt. Sonst dürfte die Entstehung dieser Ebenen und die Anhäufung ihres lehmigen Untergrundes die meiste Ähnlichkeit mit den mexikanischen bolsones aufweisen.

In der Gegenwart wie in der Pluvialperiode wechseln trockene Sommer mit niederschlagsreichen Wintern; während

der letzteren wurden früher wie heute die Zersetzungsprodukte in die Ebenen hinabgeflößt und ganz flach unter der vorübergehenden Wasserbedeckung der Seen ausgebreitet.

Da offenbar schon in der Pluvialperiode die Gebirge in der Umgebung der zentralen Hochfläche den größten Teil der Feuchtigkeit aufgefangen haben, so ist es nur in den peripherischen Teilen der inneren Hochfläche Anatoliens zu der Bildung zusammenhängender und dauernder Binnenseen gekommen; im eigentlichen Zentral-Anatolien wurden nur in der feuchten Jahreszeit vorübergehend flache Salzseen gebildet. Es fehlen daher in Kleinasien Seeterrassen oder eingeschnittene Strandlinien, während die annähernd oder vollkommen ebenen Flächen ungemeine Ausdehnung besitzen. Die Aufschüttung dieser Massen durch die Hochwässer des Frühjahrs ging in der Gegenwart und in der Quartärperiode gleichmäßig vor sich. Da die Randgebirge schon damals bestanden und ihre austrocknende Wirkung ausübten, war der klimatische Unterschied von sonst und jetzt nicht allzu bedeutend; für die Bildung dieser mächtigen Lehmschichten der Hochebene steht somit ein ungemein langer Zeitraum zur Verfügung. Jedenfalls beweist die gewaltige horizontale Ausdehnung der ebenen Flächen die lange Dauer der Auffüllung.

Von den Salzsteppen des Inneren unterscheiden sich die abflußlosen Becken oder bolsones des peripheren Teiles der Ebenen durch das Fehlen des Salzes. Wahrscheinlich war der Salzgehalt nicht etwa durch die intensive Drainage der Pluvialperiode ausgelaugt, sondern überhaupt niemals vorhanden, da das rote, salzführende Jungtertiär im Westen nicht entwickelt oder wie bei Ulu-kischla nur andeutungsweise vorhanden ist.

Die Nordabdachung des Tauros.

(Ulu-kischla und Tosun-Ali.)

Von Konia bis Tschumra ist nur Geröll und Lehm an der Eisenbahn aufgeschlossen; bei Tschumra überschreitet die Linie den vom Beyschehir- und Karawiran-See kommenden großen Bewässerungskanal. Im Norden werden die imposanten Vulkankegel des Hassan dagh und Kara dagh sichtbar.

Bei Tschujan und Ulu-kischla treten unter den 3 m mächtigen Geröll-Lagen grau und rot gefärbte Pliocänmergel und Mergelkalklagen in wiederholten Durchschnitten zutage. Die Lagerung ist eben, z. T. ist ein flach westliches Einfallen zu bemerken. Die ruhige Lagerung dieser Schichten deutet auf das Fehlen

seismischer Bewegungen hin. Vor Ulu-kischla wurde auch einmal auf kürzeren Strecken steile Schichtenstellung beobachtet.

Die Steppe mit dem Charakter der westlichen Badlands beherrscht mit ihrem kümmerlichen Graswuchs die Landschaft. Nur an den Bachläufen finden sich Oasen und wenige Bäume. Die allmähliche Abdachung zu dem 1300—1400 m hohen Plateau läßt das Bild des Gebirges wenig eindrucksvoll erscheinen.

Erst bei der Station Ulu-kischla[1], dem höchsten, rd. 1400 m erreichenden Punkt der Bahn, erhebt sich im N eine Höhengruppe, die aus stark verwitterten, dichten paläozoischen Eruptivgesteinen sowie aus oberflächlich zersetztem Mandelstein besteht. Die Station und der grosse Han liegen in der Senke zwischen den aus altpaläozoischem Gestein bestehenden Höhen und den aus weißem, grauem und violettem Mergel bestehenden eigentlichen Vorbergen des Tauros. Ihre flache Lagerung ist an der verschiedenartigen Färbung von weitem kenntlich. Die Störungen der horizontalen Lagerung westlich von Ulu-kischla tragen also lokalen Charakter. Die Bahnstrecke folgt von Ulu-kischla ab dem Lauf des Tschakit.

Das Landschaftsbild des Tauros.

Der Tauros umschließt zwischen den öden Steppen und Salzwüsten des Innern Anatoliens und der fruchtbaren Ebene Kilikiens eine Fülle eigenartiger, nur hier und da an andere Gebirge erinnernder Landschaftsbilder.

Das schneebedeckte Haupt des Argäos (Erdjas), der sich inselartig über das öde Meer der einsamen Steppen erhebt, findet sein nordöstliches Gegenstück im großen Ararat, der ihn allerdings an Höhe überragt. Beide Vulkangipfel sind die unbestrittenen Herrscher des umgebenden Hochlandes.

Die öden Steppengebirge der kappadokischen Tauros-Zone gemahnen ebenfalls an die meist baumlosen, aus alten Schiefern, Kalken und Eruptivgebilden bestehenden Berge des Karadag, die sich zwischen Araxes und Goktscha-See ausdehnen.

Die stolzen aus Kalk aufgebauten Hochgipfel des Aidost (über 3600 m), des Bulgar-, Karanfil- und Ala-Dagh erinnern an manche Landschaftsbilder in den südlichen Kalkalpen, wo sich ebenfalls kühne Gipfel- und Wandbildung mit spärlicher Schneebedeckung vereinigt.

Der Südabsturz des Tauros in die Ebene gemahnt ganz an die bekannten Landschaftsformen der südwestlichen Rocky-

[1]) Großes Winterlager.

Mountains, vor allem an die Tafelberge und Cañons von Arizona und Colorado. Die lebhafte Farbe der Wüstenlandschaft, die breite Linie des Gebirgsabsturzes, die niedrigen an die Foot hills erinnernden Hügel als Übergang der weiten Ebene und des stolzen Hochgebirges — alles gleicht den Ostabhängen des amerikanischen Felsengebirges.

Das Tiefland Kilikiens mit seinen Orangenbäumen und Baumwollfeldern, mit seinen Palmen, Opuntien, Zuckerrohr und Maulbeerbäumen erinnert wenigstens in seiner Vegetation hier und da an das subtropische kalifornische Längstal, dessen natürliche Fruchtbarkeit allerdings in ganz anderer Weise erschlossen ist als in Anatolien.

Auf weite Strecken hin, besonders zwischen Hamidié und Osmanié, gleicht der Boden an Fruchtbarkeit und humoser Beschaffenheit dem Tschernosjom Süd-Rußlands.

II. Die kappadokische Zone des Hohen Tauros.

Die Bagdadbahn im Bereiche des Tauros umfaßt ausschließlich Hoch- und Mittelgebirge; im Norden wiegen silurische Schiefer mit eingeschlossenen Porphyriten, Amphiboliten und Schalstein-Konglomeraten vor, im Süden des Horos deré folgt Kohlenkalk. Die weiter südlich anschließende kilikische Zone mit den drei Haupttunnels der Bagdadbahn besteht dagegen fast ausschließlich aus Kalkmassen der Oberkreide, die am Südabhang des Gebirges wieder von Kohlenkalk und Devon unterlagert werden. Die Vorhügel des Gebirges bestehen aus marinem Miocän (der II. Mediterranstufe).

In der kappadokischen Zone beherrschen stehende Falten (plis hésitantes) den Gebirgsbau, der sich in besonderer Deutlichkeit im Westen der Bahnlinie (am Giaur-yaila-dagh) der Beobachtung enthüllt. Im Osten, am Karendja-dagh, erschwerte die starke Marmorisierung und Klüftung des Kalkes die Beobachtung. Den stehenden Falten entspricht die senkrechte Stellung der in den Tunnels gut aufgeschlossenen Porphyritlager. Den Feldbeobachtungen entspricht das Ergebnis der petrographischen Untersuchungen L. Milchs. Die Grenze der durch Druck wenig veränderten Schiefer-Porphyritzone (IIa) mit der Kalkzone des Bulgar dagh (IIb) bildet ein 2 km mächtiges, dynamometamorph umgewandeltes Amphibolitlager.

Die in der kappadokischen Zone gesammelten und von L. Milch bestimmten Gesteine entstammen zum größten Teil Tunnelbauten und frischen Aufschlüssen des Bahnbaus und

sind teilweise ganz frisch, teilweise nur wenig verwittert; sie stehen längs einer 20 km langen Bahnstrecke an. Die ersten 10 km werden beherrscht von typischen Ergußgesteinen, Augitporphyriten und Pyroxen-Amphibolporphyriten. die deckenförmig

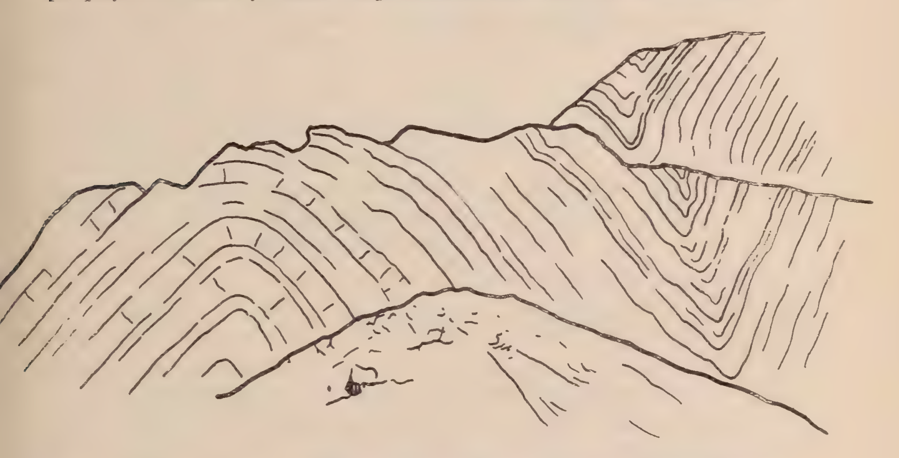


Fig. 1. Stehende Falten im Kohlenkalk der Zentralzone des Hohen Tauros (Giaur-yailasse-dagh = Christenalpspitze ca. 2200 m) oberhalb des heißen Bades Ilidjassi an der Bagdadbahn. (Vergl. S. 8.)

mit ihren Tuffen den paläozoischen Schiefern und Kalken eingeschaltet sind und wenig Anzeichen eines stärkeren Gebirgsdruckes erkennen lassen. Auf sie folgt bei km 269,900 ein durchaus abweichend gestalteter. stark dynamometamorpher Amphibolit. dessen Entstehung aus einem basischen Eruptivgestein sich gerade noch erkennen läßt.

Die vorläufigen Bestimmungen L. Milchs[1]) sind:

Aufschluß an der Bahnstrecke.

Zw. km 256 und 257 (Tosun Ali, Tschakitbach) Augitporphyrit

Tunnel	1,	km	260,960	Porphyritischer Tuff
„	1	„	260,959	Schwarzer Kalk mit Lapilli
„	2	„	261,453	Hornblende-Augit-Porphyrit
„	2	„	261,457	„ „ „
„	2	„	261,557	Augitporphyrit
„	4	„	262,52	Amphibol-Augit-Porphyrit (mit großen Hornblenden)

[1]) Vergl. L. Milch: Paläozoische Eruptivgesteine aus dem Taurus. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 1912, Monatsber. 8/10, p. *476*.

Tunnel 4, km 262,190 90 Augitporphyrit, mandelsteinartig
„ 4 „ 262,223 Augitporphyrit

„ 6 „ 262,670 Hornblendeporphyrit
„ 6 „ 262,715 Augitporphyrit mit Hornblenderesten
„ 6 „ 262,760 Hornblendeporphyrit

„ 7 „ 263,50 Hornblende-Augit-Porphyrit
„ 7 „ 263,200 Hornblende-Augit-Porphyrit (mit poikilitisch verwachsener Hornblende)
„ 7 „ 263,200 Hornblendeporphyrit (frisch)
„ 7 „ 263,890 Hornblende-Augit-Porphyrit (mit resorbierter Hornblende)
„ 7 „ 263,205 Tuff

„ 8 „ 263,390 kalkiger Tuff

Grenze der unveränderten und der dynamometamorph stark veränderten Gesteine.

km 269,900 Tachta köprü (über Tage):
Amphibolitisches Gestein, dynamometamorph aus einem basischen Eruptivgestein entstanden
km 280 zw. Ak koprü und Tunnel 8: Hypersthen-Augit-Diabas
km 282.300 bei Bozanti han } körniges Pyroxen - Plagioklas-Gestein, Quarzdiabas.

Die auf den Gebirgshöhen und die unter Tage gemachten Beobachtungen stimmen mit den Ergebnissen petrographischer Forschung vollkommen überein und beweisen einerseits das Fehlen horizontaler Überschiebungen, andererseits das Vorwalten kräftiger Faltung an der Grenze der schwach gefalteten, südlichen. kilikischen Zone und der starr verbleibenden älteren anatolischen Hochfläche.

Einzelbeobachtungen an der Bahnstrecke. Der Tunnel 1 der zweiten Sektion beginnt bei km 260.750 und reicht bis km 260,940. Der Tunnel beginnt zunächst in stark verruscheltem konglomeratischen Eruptivtuff und zeigt 80 m vom W-Ausgang eine NS streichende sehr schön ausgeprägte Rutschfläche. Die ersten 120 m verlaufen im Porphyritischen Tuff, die östlichen 50 m in einem sehr steil unter 70° nach N fallenden, polygonal zerklüfteten schwarzen Plattenkalk, der uralte Lapilli führt. Der Kalk ist die stark verschmälerte Fortsetzung des ersten Kalkzuges, der das Tal nördlich Tabakli oberhalb

Tekidje begrenzt. Die rechtwinklige Zerklüftung umfaßt Würfelchen, die oft nur wenige cm Durchmesser besitzen. Die absolute Mächtigkeit des Kalkes beträgt kaum mehr als 15—20 m. Bei km 261,09 sind an der Landstraße vollkommen senkrecht aufgerichtete, sehr grobkörnige Schalsteine (Eruptivkonglomerate mit großen Rollsteinen) aufgeschlossen, die dem Vorkommen am westlichen Tunnelausgang gleichen.

Am Eingang des zweiten Tunnels (bei km 261,450) zeigt der Hornblende-Augit-Porphyrit deutliche Farbenunterschiede zwischen graugrün und rot, sowie sehr ausgeprägte durchgehende Quetschzonen. Die in diesen einsetzende Verwitterung formt runde Knödel von verschiedener Größe, die von konzentrischen Verwitterungsrinden umgeben sind.

Am dritten Tunnel der zweiten Sektion (bei km 261,750), der bei unserem Besuch eben erst in serpentinisiertem Diabas angefahren wurde, beobachtet man über groben Bachgeröllen, die auf die energische Erosion der Pluvialperiode hindeuten, den überaus mächtigen Gehängeschutt der Gegenwart.

Der Tunnel 4 und der Tunneleinschnitt 5 liegen in demselben graugrünen, von roten Verwitterungsflecken durchsetzten Augitporphyrit wie Tunnel 3 und zeigen senkrechte, dem allgemeinen Schichtstreichen folgende Klüftung. Der Tunnel 4 sowie die kaum begonnenen Tunnels 6, 7 und 8 stehen sämtlich in dem graugrünen, sehr zähen und festen Porphyrit. (s. o.)

Die Felsbildungen im Umkreise der Tunnels 3—7 sind z. T. durch die schroffen Verwitterungsformen des Spaltenfrostes, z. T. durch wollsackähnliche Oberfläche ausgezeichnet.

Die Tunnels 7 und 8 durchschneiden das Hornblende-Augit-Porphyrit-Lager, das den steilen Bergrücken zwischen Ali Hodja Han und dem Tabakli deré bildet. Das Tal des Ali Hodja Tschai entspricht in seiner Ausdehnung einem steil aufgerichteten, kaum aus der senkrechten Stellung etwas nach Süden geneigten Schieferzug. Der Südabhang des Tales besteht aus je einem schmalen Eruptiv- und Kalkzug, die durch Schieferbänder getrennt werden. Über beiden erhebt sich jenseits des Horos deré die gewaltige Kalkmauer des Bulgar dagh bis zu einer Höhe von ca. 3500 m.

Das Warmbad Ilidschassi (Kanlidscha auf der Kiepertschen Karte) liegt 8 Minuten nördlich von dem gleichnamigen Han; die Quelle entspringt in den senkrecht stehenden Schiefern. Die Temperatur beträgt weit mehr als 50°. Deutlicher Schwefelwasserstoffgeruch und -geschmack kennzeichnen das Wasser, (von dem eine genaue chemische Untersuchung noch nicht vorliegt) ohne weiteres als Schwefelquelle. Zwei weniger starke, kühle

Quellen entspringen etwas tiefer als die Therme. Der Ursprung der Wärme dürfte in dem gewaltigen Höhenunterschied der umliegenden bis rund 3500 m ansteigenden Berge und dem nur 950 m hoch liegenden Ursprungsort der Quelle zu suchen sein: es handelt sich jedenfalls um die wahrscheinlich in einer Synkline aufsteigenden und auf ihrem langen Wege mit Schwefelwasserstoff angereicherten Wässer.

Kurz vor km 271 schneidet ein deutlicher N—S verlaufender Quergang von Eruptivgestein die Straße. Bis zum Tachta-köprü-Han, wo die hölzerne Brücke[1]) den Kielschgedschük deré[2]) überschreitet, werden vereinzelte Eruptivzüge in dem vorwiegenden senkrecht aufgerichteten Schiefergestein überquert. Bis zu der Holzbrücke reichen die weniger oder gar nicht dynamometamorph umgewandelten Gesteine.

Der rasche Gesteinswechsel der steil aufgerichteten silurischen Schiefer, Kalke und Grünsteine der 3. Bausektion, zwischen den Brücken Tachta-köprü und Ak-köprü, ist im folgenden kurz in tabellarischer Form angegeben:

km 264,600 Tonschiefer saiger stehend Str. WNW—OSO. Dann Porphyrit.

km 266,550 Tonschiefer im Wechsel mit Schalstein.

km 266,600 Übereinstimmend an der Straße und der Strecke: Brauner, glimmeriger, plattiger Sandstein und Konglomerat. Streichen ONO—WSW, Einfallen ca. 83—84° nach SSO.

km 266,700 Roter, dichter Kalk (ganz ähnlich dem Adorfer Kalk), ca. 8 m mächtig, als Baustein an der Unterführung bei Ilidja verwendet.

Von km 266,700 bis km 266,900 Porphyrit bis zur Grenze gegen das grobe Konglomerat.

km 267,100 Tunnel 1. Der Tunnel steht in einem grauen, glimmerigen, ebenflächigen, plattigen, sehr festen Sandstein (und untergeordnetem Konglomerat). Der Sandstein liefert einen sehr guten widerstandsfähigen, beim Brückenbau verwendeten Baustein und reicht bis

km 267,200 Das Streichen des Sandsteins ist hier ONO—WSW, Fallen 70° nach SSO.

km 267,450 Grauer massiger Kalk, ca. 100 m mächtig (an der Straße).

km 268,700 Amphibolitisches Gestein, dynamometamorph aus einem basischen Eruptivgestein entstanden, ober-

[1]) Tachta-köprü = Holzbrücke; Ak-köprü = Steinbrücke.

[2]) einen nördlichen Zufluß des Tschakit.

flächlich stark zersetzt (in einer sonst nicht beobachteten Mächtigkeit), reicht bis

km 269,900 Hier ragen zwei NNW—SSO streichende, steil nach WSW einfallende Quergänge mauerartig aus der leichter verwitternden amphibolitischen Umgebung hervor; weiter folgt basisches Gestein (stark dynamometamorph verändert), so bei

km 270,400 Der Amphibolit reicht in verwitterter serpentinisierter Form bis

km 270,900 wo grünes, serpentinartiges, basisches Amphibolitgestein mit weißen Kalkspatschnüren ansteht.

Der gegenüber von Tachta-köprü mündende Horos-deré bildet die Grenze des aus Schiefer, Sandstein, Eruptivlagern und Tuffen bestehenden Gebirges gegen den Kohlenkalk des Bulgar dagh. Diese Kalkmassen bilden orographisch die höchste oder Zentralzone des Tauros und fallen beinah genau mit der tektonischen, d. h. der dynamometamorph am stärksten veränderten Zentralzone zusammen. Tektonisch stellt das rund 2 km mächtige Amphibolitlager zwischen Kalk (km 267,45) und Tonschiefer (km 271) die Achse, d. h. die Zone stärksten Gebirgsdruckes dar und trennt die nördliche Schiefer-Porphyrit-Zone des Kisil tepe von der Kalkzone des Bulgar dagh.

Im Tale des Horos deré tritt Kalk-Travertin als Quellenabsatz auf. Gegenüber von Tachta-köprü steht in einer Höhe von 897—900 m ü. d. M. die quartäre rote Nagelfluh an, welche mit den Vorkommen des Tekirpasses übereinstimmt.

km 271,350 Grenze des dunklen, vielfach von Kalklagern durchsetzten Tonschiefers gegen die mächtigen Kohlenkalke des Bulgar dagh. Die Grenze verläuft als saigerer Bruch von NNW nach SSO.

Bis km 271,450 reicht dichter, meist marmorähnlicher Kalk.

Von km 271,450 bis km 271,48 rotes Schalsteinkonglomerat mit groben Rollstücken.

Von km 271,48 bis km 271,80 hellfarbiger, gelber, halbkristalliner, stark zerklüfteter Kalk, Str. NNO—SSW, Fallen 70° nach OSO.

In dem hellfarbigen klüftigen Kalk steht der Tunnel 3 der 3. Sektion I. Bau-Abt.); der helle Kalk ist an jedem Tunneleingang durch große

Rutschflächen gegen die roten Kalkkonglomerate abgegrenzt.

Von km 271,80 bis km 271,985 reicht rotes Kalkkonglomerat[1]); das sehr feste Gestein weist ca. 100 m absolute Mächtigkeit auf und gibt einen sehr guten Baustein ab.

km 272,000 Roter, mit Kalkspatadern durchsetzter Kalk.

km 272,500 Graue und schwarze, ganz mit Kalkspatadern durchsetzte halbkristalline Kalke an der Straße,

km 272,850 Schwarzer Schiefer und Kalk im Wechsel.

km 272,900 Dunkler Kalk mit Kalkspatadern.

km 273,000 Grauer Tonschiefer

km 273,200 Weißer Marmor a. d. Straße in der Fortsetzung des Tunnels 6.

km 273,100 Phyllitischer, gelblicher, halbkristalliner Kalk und Kalkschiefer,
dann grauer halbkristalliner Kalk. Streichen ONO—WSW. Einfallen 60° nach S.
Dann bei

km 273,800 Einlagerung von Tonschiefern; dann bis

km 275,45 Grauer halbkristalliner Kalk.
Auf der rechten Talseite steht

Tunnel 5 in blaugrauem Kalk, der bei ca. 1400 m Höhe am Abhang des Vorgipfels des Giaur-yaila dagh[2]) *Bellerophon* sp. enthält. Streichen im Tunnel NNO—SSW saiger.

Tunnel 6 bei km 275,750 (unmittelbar an der Brücke): Grau gebänderter Marmor, lokal mit eingequetschten Schieferstreifen sowie hier und da mit Graphitbeschlägen auf den Schicht- und Rutschflächen. Streichen NNO—SSW. Fallen 50—60° nach OSO. Die eingelagerten Schieferstreifen, die weiter aufwärts an Breite zunehmen, bedingen in einer Höhe von 300—1000 m über der Bahntrasse die Entstehung eines nach W verlaufenden Längstales.

Bei der Häusergruppe Ak köprü stößt an den Kohlenkalk der oberoligocäne Mergel, (ein wasserhaltender Horizont) und wird überlagert von quartären Schottern und Tekir-Nagelfluh.

[1]) Dieses rote Konglomerat darf nicht mit dem ebenfalls rot gefärbten, aber weichen und als Baustein unbrauchbaren Konglomerat oberhalb km 280 verwechselt werden (vgl. S. 17).

[2]) etwa = Christenalp-Kopf; Giaur = Christ: yaila = Alphütte; dagh = Berg oder Kopf. Beschreibung des Ausflugs S. 15.

Tunnel 7 (km 277,300) liegt in den abgerutschten und z. T. wieder verfestigten Schottern. Dann verläuft die Bahn im Flußbett des Tschakit.

Vorberg des Giaur yaila dagh.

Unmittelbar oberhalb der Häusergruppe Ak köprü zweigt von dem etwa N—S verlaufenden Hauptkamme des Bulgar dagh in nordöstlicher Richtung ein Nebenkamm ab, dessen selbständige, (ca. 1700 m hohe) vom Tal aus allseitig gut sichtbare Spitze ich nach dem Oberingenieur der Bauabteilung Piz Mavrogordato zu benennen vorschlage. Die nordöstliche Kammrichtung entspricht dem Streichen der den Kamm allein zusammensetzenden Kohlenkalk-Schichten, die unter ca. 40—50° nach SO einfallen.

Die Kalke sind schwarz bis grau gefärbt, halbkristallin und von zahlreichen Kalkspatäderchen durchsetzt. Ausnahms weise finden sich rote und grünliche Färbungen. Beim Aufstieg gelang es meiner Frau, in einer Höhe von ca. 1400 m ein gut kenntliches, wenngleich zerbrochenes Exemplar eines großen *Bellerophon* zu finden, dessen Habitus an jungpaläozoische Formen erinnert. Schlecht erhaltene helle Durchschnitte deuten auf Crinoiden hin. Jedenfalls erinnert schon der Taf. IX, Fig. 4 abgebildete *Bellerophon* an Unterkarbon.

Die den zentralen Tauros bildenden, bisher als versteinerungsleer angesehenen Kalke und Marmore kennzeichnen sich demnach als jungpaläozoisch. Der Streichrichtung entsprechend ist die unmittelbare Fortsetzung der Kalke in den nördlichen Vorbergen des gegenüberliegenden Karendja dagh zu suchen, wo infolge des Gebirgsdruckes das Gestein fast überall marmorisiert ist und somit an den kleinen Marmortunnel unmittelbar oberhalb Ak köprü erinnert.

Von Ak köprü (800 m) führt nordwärts ein Saumweg empor zum Dorfe Alpi[1]). Jenseits des Baches ist der steil aufgerichtete halbkristalline Kohlenkalk an der Brücke Ak köprü aufgeschlossen; dann führt der Weg über Gehänge, die aus Mergel und eingelagerten Konglomeraten bestehen; beide sind z. T. senkrecht aufgerichtet, z. T. schwächer geneigt. Das Dorf selbst liegt in einer Höhe von 1090—1100 m auf der niedrigsten Terrasse der Tekir-Schotter, deren allmähliges Ansteigen bis zur Höhe des Tekirpasses man gut übersieht.

---

[1]) das auf der Übersichtskarte 1:100000 versehentlich auf die Westseite des Karendja dagh versetzt worden ist.

Von dem Vorberge des Karendja dagh übersieht man aus einer Höhe von 1700 m das grabenartig eingebrochene Yoksun-Tal; die ganze Ausdehnung ist in direkter Fortsetzung der N-S verlaufenden Tekirsenke von Oligocän Mergeln ausgekleidet. Auch die roten Schotter scheinen nicht zu fehlen, sind aber wesentlich stärker zerstört als auf den zusammenhängenden Terrassen von Aiwa Bey. Dem paläozoischen Kalkzuge des Karendja dagh, der die Westseite des Tales krönt, liegt der ebenfalls zusammenhängende Kreidekalkzug gegenüber, der den ganzen Ostabhang des Tales begleitet.

Allerdings konnte bei der schlechten Beleuchtung der Zusammenhang der Kalke des östlichen Abhanges nicht sicher festgestellt werden. Wahrscheinlich sind diese Kalke ebenso stark zerklüftet wie die genauer untersuchten Gesteine. Im W des Yoksun-Tales zeigen die paläozoischen Kalke starke Zerrungserscheinungen und Klüftungen; daher ist keine Spur von organischen Resten wahrnehmbar. Im Hintergrunde des Yoksun-Tals erhebt sich die gewaltige Masse des Karanfil dagh, die größtenteils aus Kreidekalk besteht, während im Osten schon der Kamm des Hauptgipfels des Kisil dagh die rote Färbung des Schiefers zeigt.

Der Tekirgraben zwischen kappadokischem und kilikischem Tauros.

An zwei auch landschaftlich wohl ausgeprägten Brüchen ist in nord-südlicher Richtung der mit kohlenführendem Oberoligocän ausgefüllte Tekir-Graben in die Kalke des Hohen Tauros eingebrochen. Die Richtung des Grabens verläuft diagonal zu der älteren Faltung. Infolgedessen überragt südlich der Bahn an der alten zu den Kilikischen Toren führenden Straße der Kohlenkalk beiderseits die Grabensenke, während nördlich der Linie im Westen der Kohlenkalk des Karendja- und Karanfil dagh, im Osten verschiedene jüngere Gesteine — Kreidekalk und eocäner Serpentin — das Gebirge aufbauen.

Die in den Graben eingesenkten Oligocän-Mergel und Mergelkalke sind offenbar im Zusammenhang mit dem Einbruch aufgerichtet (gelegentlich auch flacher geneigt), aber nicht eigentlich gefaltet. Einbruch und Aufrichtung der braunkohlenführenden Mergel dürften einer dem obersten Oligocän oder dem Untermiocän entsprechenden Dislokationsphase angehören, da das der II. Mediterranstufe angehörende Miocän des Taurosglacis meist flach lagert und jedenfalls viel geringere Lagerungsstörungen aufweist als das Oberoligocän.

Über Einzelbeobachtungon ist folgendes mitzuteilen: Von Ak köprü führt die Bahnstrecke abwärts nach Bosanti han und schneidet zunächst nur verstürzte Quartärschotter an, während die Eisenbahn dem Flußbett folgt. Bei km 280 schließt die Eisenbahn im Tunnel 8 stark zersetzten (paläozoischen) Hypersthen-Augit-Diabas[1]) auf, der sich schon äußerlich durch das Vorhandensein unzersetzter Kerne von den völlig serpentinisierten postkretazischen Tiefengesteinen unterscheidet. Diese letzteren Serpentine kennzeichnen die benachbarte kilikische Zone des Tauros. Oberhalb in den Hügeln werden die Diabaslager von einem durch Roteisen lebhaft rot gefärbten Schalsteinkonglomerat[2]) überlagert. Die roten Schalsteinkonglomerate sind an sich nicht hart, verwittern außerdem ziemlich rasch und sind höchstens bei den Dammbauten am Fluß, verwertbar.

Zwischen km 282,2 und 282,400 tritt Quarz-Diabas und körniges Pyroxen-Plagioklas-Gestein auf, das nur bei km 282,2 dichte schöne Beschaffenheit besitzt, meist aber infolge starker Schieferung und Klüftung für Bauzwecke unverwendbar ist. Der Diabas von km 282,2 ist demnach zur Verwendung als Baustein brauchbar.

Bei der Station Bosanti han zweigt die alte, zu den Pylae Kilikiae (Gülek boghas) führende Straße zuerst schwach, später steiler ansteigend von der Eisenbahn ab.

Die Schichtenfolge von Aiwa Bey, Tekir und Gülek boghas[3]) umfaßt von oben nach unten die folgenden geologischen Bildungen:

1. Oben: ? Moränen, die nur als Blockstreuung, d. h. wohl als alte Moränenwälle südlich und nördlich von Hoch-Aiwa Bey entwickelt sind. Die Blöcke bestehen ausschließlich aus dem grauen und schwarzen Kohlenkalk des Bulgar dagh.
2. Bei 1370 m beginnt an der Paßhöhe von Tekir eine (schon von SCHAFFER erwähnte) rote Nagelfluh-Terrasse, die bis zu der in etwa gleicher Höhe oberhalb von Bosanti han liegenden Terrasse fortsetzt.
3. Diskordant unter der flach lagernden quartären Nagelfluh liegen die N—S streichenden grünen und grauen Oligocän-Mergel, die gelegentlich Braunkohlen führen und überall

---

[1]) der den Vorkommen bei km 264, 266,900 und 270 vergleichbar ist.

[2]) Streichen NO—SW. Fallen nach NW unter 60°.

[3]) d. h. dem großen Han an der Brücke; nördlich von dem Han beginnt der steile Anstieg der alten Straße.

mit 40—50° nach Westen einfallen. Die frühere Ausdehnung der Mergel erklärt die Entstehung des größeren Einschnitts der kilikischen Pforte.

4. Noch tiefer und ebenfalls diskordant folgen die grauen, meist halbkristallinen Kalke des Unterkarbon, an die sich nördlich von Gülek boghas[1]) die oberoligocänen z. T. kohlenführenden Mergel anlagern.
5. Etwas nördlich von Unter-Aiwa-Bey-ban beginnen die grau verwitterten Porphyrite (und seltenen Schiefer), welche demselben karbonischen Schichtenverband wie die Kalke angehören und u. a. die Wände des Cañons zwischen Ak köprü und Tachta köprü zusammensetzen.

III. Die kilikische Zone des Hohen Tauros.

Kisil dagh und Ak dagh.

Zwischen Ak köprü und Bosanti han dehnt sich die breite alluviale, in die quartäre Nagelfluh eingeschnittene Flußebene aus; dann folgen die aus Diabas bestehenden Vorhügel des Ak dagh. Weiter aufwärts liegt das Dorf Göbes (1100 m), ebenfalls auf Diabas in einem tiefen Tal, versteckt zwischen hohen Kirsch- und Wallnußbäumen.

Eine für die Kenntnis der Serpentine wichtige Exkursion führt von Ak köprü zuerst in ostnordöstlicher Richtung auf dem nach Adana führenden Saumweg über das erwähnte Dorf Göbes zum Paßeinschnitt zwischen dem Ak dagh und einem weit nördlich vorliegenden Kalkvorgipfel, dann in nordwestlicher Richtung zwischen diesem und dem Serpentinhang Kisil dagh in das schluchtenreiche Gebiet des oberen Yoksuntales. Hier wurde bei dem Dorfe Findikli (dem Haselnußdorf) der meridionale Längsgraben mit seinen Oligocän-Mergeln und weiter nach kurzem Ritt über die Felder der große Saumweg Gülek-boghas-Kaisarié erreicht.

Die weite Verbreitung grauer Kalkgerölle und Blöcke deutet bei Göbes entweder auf Bergstürze oder auch hier — wie bei Tekir — auf zerstörte, äußerlich nicht mehr kenntliche Moränen hin.

Der Wald besteht aus Seekiefern (Aleppokiefern), *Thuya* und Wacholder-Unterholz. Schon in einer Höhe von 1200 m erscheinen die ersten Zedern, die bis zu 1300 m aufwärts noch

[1]) Gülek = Kilikisch, boghas = Schlucht (Cañon).

mit der Seekiefer gemischt sind. Von der Höhenlinie 1300 m an beobachtete ich zunächst nur Zedern und *Thuya*, Wacholder und einzelne Eichen.

Über einem Kalkrücken (mit Terra rossa und kleinen Karstmulden) beginnt wieder der Serpentin, auf dem die Felder des Dorfes Göbes liegen.

Erst über dieser flachen Senke erhebt sich der Ak dagh (Steinberg) mit einem auf der Karte 1 : 100000 angegebenen, ebenfalls aus Kalk bestehenden Vorberg.

Bei ca. 1400 m Höhe hören die Felder auf. Erst von 1300—1400 m an entwickelt sich der Baumwuchs in voller Schönheit. Kerzengerade emporstrebende, prachtvolle Zedern mit einem Durchmesser von $1^1/_2$—2 m und einer Höhe von 20 bis 25 m überragen die niedrigeren, aber ebenfalls gut gewachsenen Stämme der *Thuya* und des Wacholder.

Erst bei ca. 1550 m, auf der Einsattelung zwischen dem Ak dagh und dem nordwestlichen Vorberg zeigen sich die ersten kilikischen Tannen (*Abies cilicica*) mit ihren senkrecht emporstrebenden, an Weihnachtslichter erinnernden Zapfen. Bis zum und über den Sattel reichen die Serpentinmassen und rote Schiefer, überragt von dem grauen, von dem Kohlenkalk abweichenden Kalkgestein, das zur Oberkreide gehört und unbestimmbare Radioliten führt.

Auf dem westlichen Abhang des auf der Kiepertschen Karte als Kisil dagh bezeichneten, aus Grünstein (Gabbro und Serpentin), aus roten und grauen Schiefern, Blutjaspis und Kalkzügen bestehenden Berglandes hat sich ein Urwald von seltener Unberührtheit und Schönheit erhalten. Den großartigen Hintergrund bilden die Kalkmassen des Ak dagh und die schön geformten, bis 3000 m sich erhebenden Doppelzinnen des aus Kohlenkalk bestehenden Karanfil dagh, die nach Sonnenuntergang in tiefrotem Alpenglühen erglänzten.

Die gewaltige aus Kreidekalken bestehende Masse des Ak dagh (des „Steinberges“ zwischen Tschakit und Kerkun tschai) besitzt bei flachem Einfallen nordwestliches Streichen und wird von dem Wepunar[1]) tschai (? Kerkun) in einer tief eingerissenen Schlucht durchbrochen. Die in der Fortsetzung

[1]) Der von meinem Aussichtpunkt auf dem Kisil dagh gut sichtbare Cañon wurde mir von dem lokalkundigen Führer Deli Mehmed als Wepunar tschai bezeichnet; weiter aufwärts scheint dieselbe Cañonrinne als Kerkun bezeichnet zu werden. Im Türkischen wechselt derselbe Flußlauf seinen Namen je nach dem verschiedenen Aussehen seiner Ufer; auch der Tschakit führt im Volksmunde drei oder vier verschiedene Namen.

des Ak dagh südlich[1] sichtbaren jäh abstürzenden Kalkschroffen zeigen dasselbe NW-Streichen und ein sehr steiles NO-Fallen. Der Durchbruch des Wepunar tschai durch die Ak-dagh-Kette ist auf der Kiepertschen Karte nicht angegeben. Der eigentliche südliche Ak dagh entspricht einer mächtigen Entwickelung der Kalke auf Kosten des nördlich vorlagernden Serpentingebirges, wobei das Streichen des Kalkes nach WSW mit südlichem Einfallen umzubiegen scheint. Der Standpunkt der Beobachtung des nach Osten vorlagernden Berglandes besteht aus Serpentin bzw. Plagioklas-Hypersthen-Gabbro (der grobkristallin ist wie in Albanien).

Zwischen Ak dagh und Karanfil dagh (der auf mindestens 2800 m Höhe aus der Entfernung zu schätzen ist) sind die Kreidekalke auf 3 parallele, ziemlich genau N—S streichende steil aufgerichtete Züge reduziert:

1. Der südlichste der Kalkzüge hängt an dem westlichsten Joche des direkt an der Bahn nach Adana führenden Saumpfades fast unmittelbar mit dem Kalkmassiv des Ak dagh zusammen. Nur das Joch selbst besteht aus Serpentin.

2. Der mittlere saigere Schichtstellung zeigende Kalkzug ist am kürzesten und entspricht etwa der Mitte des Yoksuntales. Über beiden erhebt sich die gerundete Kuppe des aus Serpentin bestehenden Kisil dagh (ca. 2000 m).

3. Der dritte Kalkzug umgibt die flach gewölbte Kuppe des ebenfalls aus Serpentin bestehenden Boz tepe (ca. 2000 m). Der dritte Kalkzug wird von dem Kerkun tschai etwas nördlich von Findikli durchbrochen und steht mit dem zweigipfligen, ganz aus Kohlenkalk aufgebauten Karanfil dagh (ca. 2800 m) in unmittelbarer Verbindung. Zwischen dem Karanfil und den stolzen mehr als 3000 m messenden Pyramiden des Tschaltyngibi dagh (der südlichsten Gruppe des Ak dagh) zieht sich ein schmales, aber an seiner braunroten Färbung deutlich sichtbares Band von Serpentin hindurch. Der Tschaltyngibi dagh zeigt eine deutlich plateauförmige Lagerung der Kreidekalke. Auch die nördliche Begrenzung des Tschaltyngibi dagh wird nur durch einen aus Serpentin oder Schiefer bestehenden niedrigeren Höhenzug gebildet.

Der Abstieg vom Kisil-dagh-Paß führt durch rote Schiefer und Radiolitenkalke. Vorwiegend entwickelt sind umgewandelte Hypersthenit-Plagioklasgesteine (Gabbro), d. h. Serpentine.

[1]) dort, wo die Kiepertsche Karte zum zweiten Male das Wort Kisil dagh enthält.

Somit erinnert der Kisil dagh[1]) an das Oetagebirge, die Masse des Ak dagh mit dem vorwaltenden Kalk an die Kiona. Das Streichen der in dem Serpentin eingelagerten Kalke wurde in einem deutlichen Durchschnitt als NNO—SSW (saiger) bestimmt. Der nach dem Yoksuntal gerichtete, auf einem sich hin und her, auf- und abwärts windenden Pfad erfolgende Abstieg erfolgt durch das aus Grünstein mit Blutjaspis und eingefalteten Radiolitenkalken bestehende obere Doandatal. Von NNW nach SSO verläuft die etwa auf halber Höhe gemessene Bruchgrenze zwischen einer eingelagerten Kalkmasse und dem wie fast immer stark geschieferten Grünstein. Der weitere Rückweg führt über Dorf und Han Findikli und den von Kamelen belebten Saumweg Gülek-boghas-Kaisarié hinunter nach Ak köprü. Die oberoligocänen Mergel fallen nach W. Ihre Lagerung wechselt: Auf der Terrasse zwischen Ak köprü und Bosanti han, km 278, fallen die als Baustein benutzten z. T. Braunkohle führenden Mergelkalke des oberen Oligocäns flach nach N.

Während im oberen und mittleren Teil der Großen Tschakit-Schlucht die cenoman-turonen Kreidekalke im oberen Teile im wesentlichen flach lagern und tiefer eine nur geringfügige Aufwölbung erkennen lassen (s. o.), ändert sich nahe dem südlichen Ausgang das tektonische Bild.

Der Hadjin dagh und die Kleine Tschakit-Schlucht.

Der geologische Aufbau des Hadjin dagh und des Ak dagh ist einfach: das Gebirge entspricht einer gewaltigen flach gespannten Antikline, deren Kern aus Kohlenkalk besteht. Über dem Kohlenkalk lagert bei Belemedik ein 10 m mächtiger Sandstein des Cenomans und weiter Kreidekalk in gewaltiger Mächtigkeit. Die Höhen sowohl des nördlichen Ak dagh über Bosanti han wie des südlichen Ak dagh und des Hadjin dagh bestehen aus Kreidekalk mit Radioliten (Turon), darüber aus Pläner (Unter—Mittelsenon) und zu oberst aus reinen Kalken mit *Inoceramus balticus* (Ober-Senon).

An dem Normalprofil: 1. Kohlenkalk, 2. Quadersandstein, 3. Weißer Schluchtkalk (Turon-Senon), geht die Straße etwa bei km 293,200—400 vorüber, ohne daß etwas anderes als der Kohlenkalk bei 293,4 sichtbar wurde. Doch bezeichnet der Sandstein die Kante eines 40 m hohen steilen Hanges, über dem

[1]) Der aus alttertiärem Tiefengestein bestehende Kisil dagh ist nicht mit dem aus paläozoischem Porphyrit (Ergußgestein) bestehenden Kisil tepe zu verwechseln.

eine dem Sandstein entsprechende Terrasse und weiter der Schluchtkalk folgt.

Der Tunnel von Belemedik ist in dem Kohlenkalk (der auch *Bellerophon* führt) angesetzt.

Die Kleine Tschakit-Schlucht zwischen km 285 und Belemedik (ca. km 293,4) ist ein Erosionstal mit flachem Boden und dicht bewaldeten, zuweilen von steileren Wänden unterbrochenen Hängen. Das herrschende Gestein ist ein schwärzlicher oder schwarzer, von Spatadern durchsetzter Kohlenkalk, der bei der Eisenbahnstation Karapunar (Belemedik) 292,50 mit Spiriferen, *Chonetes* und *Davisiella comoides*[1]) erfüllt ist. Schwarze Schiefertone oder auch rot gefärbte, eisenhaltige Schiefer sind bei km 288,4 und 289 eingelagert. Die Lagerung zeigt meist flaches bis höchstens 40—50° betragendes Einfallen und wechselnde Streichrichtung (OSO—WNW bis NO—SW, jedoch vorwiegend NO bis ONO). Nur bei km 286,800 finden sich senkrecht aufgerichtete, schwarze, von Tonlagen durchsetzte Kalke. Auch unmittelbar unterhalb von Belemedik sind dem Kohlenkalk Lagen von Schieferton in größerer Mächtigkeit eingelagert, so daß über ihnen im Tunnel Wasser zu erwarten ist.

Oberhalb km 293 ist das Streichen des Kreidekalkes NNO—SSW, Fallen O 25°, also flacher als das des unterlagernden Kohlenkalkes, aber im wesentlichen gleichsinnig orientiert. Der Sandstein ist im Ausgehenden z. T. weiß, z. T. gelb verwittert, hie und da etwas tonig. Der Sandstein liefert ein vorzügliches, schön aussehendes Material für Hochbauten, Tunnelportale usw.

Bei km 295,5 (Waibel) südlich des großen Bergsturzes Streichen NNO (bis NO)—SSW, Fallen unter sehr wechselndem Winkel (30—50°) nach ONO.

Der Kalk streicht bei Belemedik NNO—SSW, Fallen O 35° (700 m ü. M.).

Der Kreidesandstein bei Belemedik ist ca. 10—11 m mächtig und als schneeweißer, feinkörniger Quadersandstein zn bezeichnen. Er bildet das Hangende des dunklen Kohlenkalkes und unterlagert die Kreidekalkmassen.

Die Kalke der Großen Schlucht sind vorwiegend reine und weiße, nur ganz lokal von grünlichem Ton (in dünnen Lagen) durchsetzt (zwischen km 294 und 295), seltener rötlich gefärbt und dolomitisch.

Das Schichtenstreichen ist, wie es scheint, vorwiegend NO—SW, aber meist durch Klüftung und Harnische verdeckt.

[1]) Ich verdanke die erste Mitteilung dieses Fundes Herrn Bauführer Keidel, z. Z. Belemedik. Ausführlicheres im stratigraphischen Teil

Diese unregelmäßigen und meist in windschiefer Richtung durchschneidenden Rutschflächen bedingen eine gegenseitige Versteifung der Kalke.

Bis etwas über km 285 der Eisenbahn reichen von Bosanti han die alten Diabase, die steile Aufrichtung und Schieferung zeigen. Der Eingang in die Kleine Tschakit-Schlucht wird von zwei Felsrippen (bei km 285,1 und km 285,5) gebildet, die beide aus dunkelgrauem Kohlenkalk (mit Spatadern und Rutschflächen) bestehen. Die bis zum Fluß vorspringende Felsrippe bei km 285,5 wird durch einen kurzen Tunnel durchschnitten.

Das dunkle, fossilleere Kalkgestein des Unterkarbons reicht infolge des Vorwiegens stehender Falten mit geringen Veränderungen von km 285,500 bis Belemedik (km 292) und zeigt weiterhin nur flache Aufrichtung.

Die Gleichmäßigkeit und Härte des Kalkes erleichtert die Arbeit, sowohl auf offener Strecke wie in den Tunnels[1]).

Bei km 288,400 lagern die Kohlenkalke lokal horizontal und werden von metermächtigen Schiefertonen mit Kalkeinlagerungen unterlagert. Der Schieferton erklärt die außerordentliche Mächtigkeit der rezenten, alluvialen Tone der Talsohle.

In den Plattenkalken bei km 287 und 288 geht ein lebhafter Steinbruchsbetrieb um.

Bei km 288,650 wird in deutlich gebankten, schwarzen Kohlenkalken Streichen WNW—OSO, Fallen N 40° beobachtet. Gleichzeitig öffnet sich der Blick oberhalb der Eisenbahn auf die alte Armenier-Burg, deren gute Erhaltung für die Erdbebensicherheit des ganzen Gebietes der „Kleinen Schlucht“ spricht.

Bei km 288,800 werden auf dem Ostufer des Tschakit-Flusses steil aufgerichtete, zum Teil überkippte Kohlenkalke sichtbar, die von ONO—WSW zu streichen scheinen.

Bei km 289 tritt zwischen den Kalkschichten lebhaft rot gefärbter, eisenhaltiger Schieferton auf, der steil nach Süden einfällt.

Bei km 291,500 stehen steil aufgerichtete, schwarze Kalke an, die mit tonigen Schichten abwechseln. Die Kalke, welche Feuersteinknollen und Kalkspatadern enthalten, streichen von ONO—WSW und sind steil aufgerichtet. In der flachen Alluvialebene, in welcher die Bahn bis zum Beginn des langen Tunnels von Karapunar-Belemedik hindurchführt, sind ausgedehnte Ablagerungen von Kalk-Travertin vorhanden.

[1]) Von denen zwei zwischen km 286 und 287 vorgesehen sind; der kürzere Tunnel mißt 60 m, der längere 200 m.

Unmittelbar hinter dem Gebäude der Station Karapunar (Belemedik) liegt das reiche Fossilvorkommen des blaugrauen Kohlenkalkes der Viséstufe (s. u.); das chemisch reine Kalkgestein wurde in einem Ofen gebrannt.

Der Tunnel von Karapunar oder Belemedik (etwa zwischen km 292,6 und km 294,5) beginnt bei Belemedik in flach lagerndem, versteinerungsreichem Kohlenkalk, durchörtert dann den weißen, (?) cenomanen Quadersandstein, der 10—11 m Mächtigkeit besitzt, und wird im Hangenden des an Schieferton reichen Kohlenkalks voraussichtlich Wasser führen. Der längste Teil des Tunnels wird dann voraussichtlich die plattigen Kreidekalke durchschneiden, deren abgestürzte Massen den Bergsturz gebildet haben.

Der Tunnel von Belemedik mündet etwa bei km 294 in dem im Kreidekalk eingeschnittenen weiten Quertal Kulumagara, übersetzt das Bett dieses Wildbaches und tritt unmittelbar jenseits wieder in einen 300 m langen Tunnel ein. Von hier an verläßt die Bahn bis Sanjili und Buldjak den Bereich des meist flach lagernden, aber mancherlei Störungen aufweisenden Kalkes der Oberkreide nicht mehr.

Die Große Tschakit-Schlucht.

a) Allgemeines.

Die „Große Tschakit-Schlucht“ und ein langer Teil der Eisenbahnstrecke zwischen Hatsch-kiri und Dorak ist in den Kreidekalk eingeschnitten, der trotz gelegentlich auftretender Klüftigkeit wegen seiner Härte einen guten Untergrund für eine Bergbahn darstellt.

Das Landschaftsbild der jäh abstürzenden, weißen Kalkwände erinnert an die wildesten Cañonlandschaften des amerikanischen Westens. Die Höhe der 800—900 m in einer Flucht abstürzenden Wände wird auch von dem Redwall-limestone des Großen Colorado-Cañons nicht übertroffen. Der Gesamtbetrag der Erosionstiefe des Cañons beträgt 1300—1400 m, während der Höchstbetrag des Höhenunterschiedes am Großen Colorado-Cañon nur etwa 500—600 m mehr ausmacht.

Die Steilheit der Wände, deren großartiger Anblick sich in Zukunft nur dem Wanderer auf der neuen Kunststraße enthüllen wird, hat zahlreiche Wandbrüche, Steinschläge und Bergstürze sonst und jetzt zur Folge gehabt. Die drei langen (je 2 km messenden) Haupttunnels werden in Zukunft dem die

Eisenbahn benutzenden Reisenden die großartigen Landschaftsbilder verhüllen. Der erste (1826 km lange) Tunnel umgeht einen alten Bergsturz.

Die geologische Ursache des großen Bergsturzes zwischen km 293 und 294,5 ist das steile, ostwärts gerichtete Einfallen der plattig ausgebildeten Kreidekalke. Infolge der steten Unterwühlung des Gehänges durch den Fluß ist hier vor vielen hundert Jahren eine gewaltige Gesteinsmasse in das Tal herabgebrochen, die bis auf das östliche Ufer hinüberreicht. Der Bergsturz ist schon stark verfestigt, so daß zwei 40 m lange Tunnels keinen nennenswerten Schwierigkeiten begegnen. Auch oberflächlich ist der Bergsturz vollständig mit alten Aleppokiefern bewachsen. Trotzdem würde ein Anschneiden des Bergsturzes durch eine dem Gehänge folgende Eisenbahnlinie eine Verwitterung der nur lose verkitteten Trümmermasse und damit eine stete Gefährdung des Betriebes bedingt haben.

Die weißen Kreidekalke sind unter dem für einen Tunnelbau vorteilhaften Winkel von 40—45° geneigt. Die Kalke der Großen Schlucht sind vorwiegend rein und weiß, nur ganz lokal von grünlichem Ton (in dünnen Lagen) durchsetzt (zwischen km 294 und 295), oder rötlich gefärbt und dolomitisiert.

Das Schichtenstreichen ist, wie es scheint, vorwiegend NO bis SW, aber meist durch Klüftung und Harnische verdeckt. Diese unregelmäßigen, sich meist in windschiefer Richtung durchschneidenden Rutschflächen bedingen eine gegenseitige Versteifung der Kalke.

Im Dezember 1914 wurde der nach endgültiger Feststellung 1826 m lange Tunnel von Belemedik-Karapunar durchschlagen. Durch den Belemedik-Tunnel wird das ursprünglich beabsichtigte gefährliche Anschneiden der Bergsturztrümmer vermieden. Die zwei den südöstlichen Teil der Großen Schlucht durchschneidenden, je über 2 km Länge messenden Tunnels durchfahren ebenfalls allein den Kreidekalk, in dem die mannigfachen Kluftrichtungen und die ebenfalls unter mittleren Neigungswinkeln einfallenden Kreidekalke sich selbst innerlich versteifen.

Ein Anschneiden der Hänge durch kleine Tunnels und Einschnitte auch unterhalb des Bergsturzes ist durch häufigen Steinschlag äußerst gefährlich: In dem Zeltlager bis km 297 wurden während der drei Sommermonate 1911 allein 3 stärkere Steinschläge beobachtet. Für die Entstehung dieser Gefahr ist der Spaltenfrost in den höheren Gebirgsteilen und vor allem die starke Sommerwärme sowie die entsprechende nächtliche Abkühlung der tieferen Gehänge verantwortlich zu machen. Unmittelbar über dem Oberteil der Großen Schlucht erhebt sich

der Ak dagh bis zu einer Höhe von 2000 m und ist also in seinen oberen Teilen dem Schneefall und erheblicher Winterkälte ausgesetzt. Aber selbst wenn man das Herüberspritzen abfallender Steine nicht für sehr gefährlich halten sollte, bleibt die enorme Erhitzung des Gesteins durch Insolation und die folgende nächtliche Abkühlung eine dauernde Gefahr. Herr Regierungsbaumeister Feil hat im Sommer 1911 Gesteinstemperaturen bis zu + 85° C gemessen, und die Intensität der nächtlichen Abkühlung in der überaus wasserreichen und engen Schlucht bedarf keiner weiteren Begründung. Die Steilheit der in sehr junger geologischer Vergangenheit entstandenen Wände übersteigt zudem alles, was mir aus den steilsten Cañons des westlichen Amerika bekannt ist.

Es vereinigen sich also drei Umstände: Steilheit der Kalkwände, ursprüngliche Zerklüftung des Kalkes durch Rutschflächen und enorme Gesteinstemperaturen unter der Einwirkung der Sonne, um die Gefahr des Steinschlags für eine dem Gehänge folgende Eisenbahn sehr bedeutend zu steigern.

Die im niederschlagsfreien Herbst gemachten Beobachtungen über die Steinschlagsgefahr der Wände in der Großen Schlucht wurden durch Wahrnehmungen im Winter 1911/12 in jeder Hinsicht bestätigt. Vom 23.—26. Dezember 1911 regnete es ununterbrochen, und zwar derart reichlich, daß die auf der Station Kuschdjular gemessene Regenhöhe 870 mm betrug. Der Regenmenge entsprachen die Verwüstungen an den freiliegenden Wänden. Bei der Felswand Tasch durmass (km 301) haben sich infolge dieses Regenwetters an einer verhältnismäßig harmlos aussehenden Wand große Steine losgelöst und die soeben gebaute Kunststraße zerstört. Der Volksausdruck für die Wand: Tasch = „Stein“, durmass = „hält nicht“ — hat also vollkommen Recht behalten. Bei sinkender Temperatur wird sich auch die Wirkung des Spaltenfrostes bis in den Bereich der Bahn geltend machen; denn der nach dem Regenwetter einsetzende Schneefall reichte um Neujahr 1912 bis 800 m abwärts.

b) Die Haupttunnels II und III.

Bei km 297 ist über dem Zeltlager des Sommers 1911 die undulierende Lagerung der Schichten besonders deutlich ausgeprägt. Die Wände gegenüber dem II. Tunnel zeigen mehr den Charakter der Erosion, Verwitterung oder Höhlenbildung als die innere Struktur der weißen, spröden, klüftigen Kalke, dagegen ist die Wand nördl. Tunnel II für die Auffassung des Gesteinsbaus maßgebend. Der südliche Teil mit dem spitz vor-

ragenden Felszahn zeigt die flachlagernden, unregelmäßig hin- und hergebogenen Kalke. Der senkrechte Nordabsturz des Felszahns ist eine Verwerfungskluft, an der die Südscholle um 80—100 m abgesunken ist. Die abgesunkene Scholle zeigt unmittelbar neben der Kluft kleine Störungen und Stauchungen, um dann wieder in die verhältnismäßig wenig dislozierte Lagerung zurückzukehren. Die vorliegende Photographie des Herrn Ing. LÜSCHER ist eine vergrößerte Darstellung von Einzelheiten der abgerutschten Wand, wobei die ausgebrochene mit H bezeichnete Stelle besonders gut sichtbar wird. Phot. 13 ist, abgesehen von der vergrößerten Darstellung, eine Aufnahme von unten nach oben. Phot. 12 dagegen von oben nach unten. Besonders gibt das Bild 13 einen Begriff von der verhältnismäßig geringen Verbiegung der spröden Schichten. Andererseits versinnbildlicht jedes Bild die außerordentliche Klüftigkeit des Gesteins, die bei der ungewöhnlich großen Steilheit der z. T. überhängenden Wände den Steinschlag in hervorragendem Maße begünstigt.

Man kann sich die Gebirgsmasse der Großen Schlucht am besten als ein 1½ km mächtiges Paket dicker Glasplatten vorstellen, die durch den Gebirgsdruck zerrüttet sind und überall leicht ausbrechen[1]).

Bei km 295,700 steht unten am Fluß schneeweißer, dickbankiger Kreidekalk an: Streichen ONO—WSW, Fallen 70° nach SSO.

Bei km 297,900 ist unterhalb der Fahrstraße ein Tunnel projektiert. Das Streichen der grauweißen, schneeweiß verwitternden Kalke ist NO—SW, das Einfallen unter 40° nach NW gerichtet: das hier vorherrschende Kluftsystem streicht von N nach S und fällt nach O ein.

Bei km 298, wo die Kalkschichten ebenfalls nach NW unter 50° einfallen, wurden die verschiedenen Kluftsysteme genauer gemessen:

Kluftsystem a) streicht NW—SO, das Einfallen ist mit 45° nach NO gerichtet.

Kluftsystem b) streicht NNO—SSW, das Einfallen ist unter 50° nach WNW gerichtet.

---

[1]) Die Anlage der offenen Eisenbahnlinie unter derartigen Wänden wäre technisch zwar ausführbar: aber die unausgesetzte Erschütterung durch die Züge würde den Steinschlag gerade in der Nähe der Linie selbst beleben, so daß — zusammengenommen mit der natürlichen Klüftigkeit — der Betrieb einer solchen Linie unausgesetzte Störungen zur Folge haben würde. In den Tunnels versteift sich dagegen das unregelmäßig in verschiedenen Richtungen zerklüftete Gestein gegenseitig. Auf der Karte mußte die Bahnlinie noch nach dem ersten Projekt (ohne die drei Haupttunnels) eingetragen werden.

Kluftsystem c) streicht N—S und fällt unter 60—70° nach W ein.

Nur wenig weiter wird wieder das

Kluftsystem b) (NNO—SSW) mit einem WNWlichen Fallen von 70° beobachtet.

Diese unregelmäßigen, windschief angeordneten Richtungen der verschiedenen Kluftsyteme haben zur Folge, daß die Kalke sich gegenseitig versteifen und stützen. Ein derartiger Gebirgsbau ist somit für die Anlage von Tunnels günstig, für ein Anschneiden der Wände mit offener Linienführung dagegen unvorteilhaft.

Bei km 298,400 beobachtet man auf dem Südufer der Großen Schlucht im oberen Teile der Wände in etwa 1100 m Höhe steil bis senkrecht aufgestauchte Schichten mit mannigfachen Fältelungen und einer untergeordneten Flexur. Diese Störungen verschwinden in den tieferen Teilen der jäh abstürzenden Wände, wo — abgesehen von den z. T. massenhaften Rutschflächen und Reibungsbreccien — flaches Einfallen oder undulierende Lagerung vorherrscht.

Die Belvedereplatte des Südabhanges, eine einzelne große, dickbankige Schicht, zeigt ein flaches (nur ca. 15° betragendes) Einfallen nach N bei etwas wechselndem W (bis WNW) —O-Streichen.

Südlich der Belvedereplatte (km 293,300), d. h. im südöstlichen Teile der Großen Schlucht, nehmen die Schichten ein südöstliches, nach der Ebene zu gerichtetes Einfallen an, das weiterhin unverändert bei der Brücke unterhalb der Quelle Buladin und auch unterhalb von Kuschdjular beobachtet wurde. Bis Tasch durmass konnte auf dem rechten Ufer NO—SW-Streichen beobachtet werden.

Auf dem rechten Ufer ist das Einfallen der Schichten wesentlich steiler als auf dem linken (bei der Belvedereplatte). Jedoch sind hier die Schichten — anders als zwischen km 298 und 299 — in den unteren Wänden steil aufgerichtet, in den oberen flach geneigt. so daß das Bild einer nach unten ausgeprägten, oben ausklingenden Faltung entsteht.

Die Bahnlinie verläuft nach den beiden vorliegenden Projekten zwischen km 298,8 und 300,6 ziemlich offen auf einem durch Steinschlag ganz besonders gefährdeten Abhang. Frische weiße Ausbruchsstellen, gelockerte Blöcke und Spuren des Steinschlags zeigen sich auf diesen Wänden dutzendweise.

Wenn auch die Gefahr zerstörender Erdbeben hier auszuschließen ist — das im Frühjahr 1911 in der Kleinen Schlucht beobachtete Beben war ein Einsturzbeben von sehr

geringfügiger Intensität und beschränkter Verbreitung —, so ist doch unter diesen ganz besonders von Steinschlag gefährdeten Wänden jede mögliche Schutzmaßnahme zu treffen.

Für den Tunnelbau liegen im Bereiche des zweiten und dritten großen Tunnels die Verhältnisse günstiger als zwischen Belemedik und dem Belvedere bzw. Tasch durmass. Denn:

1. die unglaubliche Zerklüftung, welche die Kreidekalke in der Mitte zwischen den beiden paläozoischen Erhebungen[1] zeigen, ist im Bereich des II. und III. Tunnels geringer, weil die Zwischenlagerung plastischer Plänerkalke eine gewisse Plastizität der ganzen Gebirgsmasse bedingt. Denn der als Tasch durmass bezeichnete, gegenüber dem Belvedere liegende Punkt ist die südliche Grenze der starken Zerklüftung[2]. Die weiterhin noch folgenden Fältelungen und Falten reichen nicht bis an die Trasse des Tunnels III hinauf.

Der Tunnel III selbst dürfte in den Übergang zwischen flacher und gestörter Lagerung, d. h. in den Bereich der unter 30—40° geneigten Schichtenstellung fallen.

Die Besorgnis, daß der Tunnel III etwa noch die plastischen und daher zu Rutschungen neigenden paläozoischen Schiefer anschneidet, ist nach gründlicher Begehung beider Talseiten auszuschließen.

Das bei Yer köprü versteinerungsreiche Paläozoikum neigt sich ziemlich rasch nach W und verschwindet daher vor der Nivellette des Tunnels III. Den Tunnel III durchschneiden demnach nur Kreidekalke, die trocken und wenig klüftig sind.

Der Gülgedikpaß beruht auf der Einlagerung sandiger grauer Mergel und Mergelkalke in dem reinen Kalk. Streichen N—S, Fallen O unter ca. 30—40°.

Das Vorkommen von Zweischalern (*Veniella* cf. *lineata*) und besonders das einer mittelgroßen *Natica* (*Ampullina*) sp. weist auf Gosau hin. Kohlenspuren, Sandstein und konglomeratische Lagen begleiten die Gosaumergel. Im Kalk finden sich am Wege nach Kuschdjular auf der Hochfläche rote und weiße Jaspiskiesel.

Am Wege von den Sektionsgebäuden Kuschdjular nach dem gleichnamigen Dorfe und weiter nach Eminli streichen die Plänerkalke NO—SW und fallen flach nach SO. Diese Plänerkalke mit ihrer schwach mergeligen Beimengung liegen zwischen reinen Karstkalken im Hangenden und Liegenden

---

[1]) Belemedik im Norden und Yer köprü im Süden der Großen Schlucht.

[2]) Tasch durmass = Stein hält nicht.



Fig. 2. Der Piz Lüscher (ca. 1200 m). SO von Kuschdjular vom Kessek aus. Flache Lagerung der Kreidekalke auf der Höhe und allmählicher Übergang in die gefaltete Struktur des mittleren und die steil aufgerichteten Bänke des tieferen Teiles der Wände.

und tragen allein Felder, auf denen die herausgewitterten Versteinerungen in ziemlicher Menge herumliegen. Riesige dickschalige Austern, Riffkorallen, die von Pholaden durchsetzt sind, mannigfache Zweischaler (*Panopaea, Cytherea, Spond. subserratus, Pecten muricatus, Janira, Protocardia*), seltene Gastropoden, riesige Seeigel (*Pygurus* und *Clypeaster*) sowie kleine *Micraster* sind die wichtigsten organischen Reste.

Der unmittelbar bei den Sektionsgebäuden Kuschdjular nicht selten vorkommende *Inoc. balticus* fehlt dagegen bei dem Dorf Kuschdjular vollkommen. Diese reinen Kalke mit *I. balticus* bilden das Hangende des Senonpläners von Kuschdjular und Eminli.

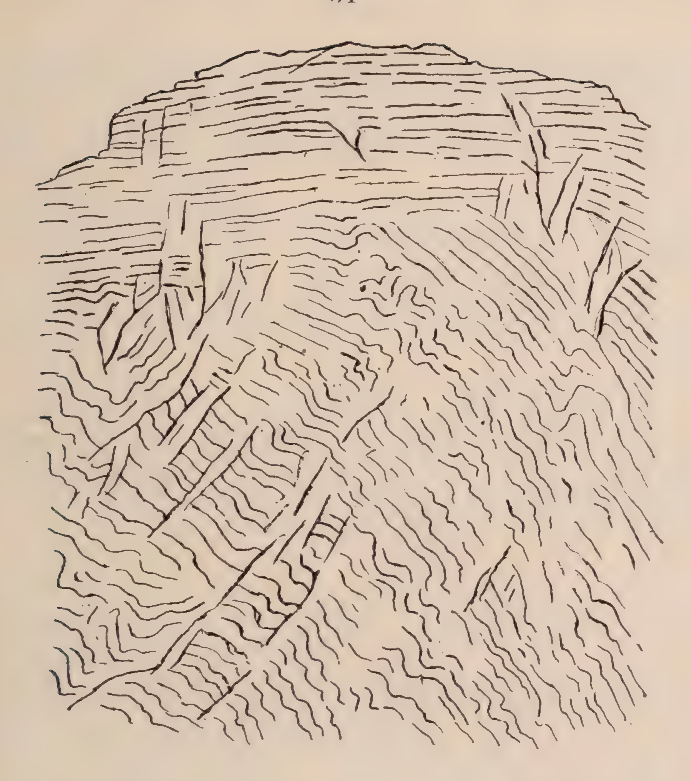


Fig. 3. Aufschluß des Berges Kessek (1300 m) von der neuen Straße über der Tschakitschlucht aus:

Die fast 900 m hohen Wände über dem Tschakit enthüllen im oberen Teile die flache Lagerung der Oberkreide, in mittlerer Höhe schwach gefaltete und unter Winkeln von 20–40° geneigte Schichten, im untersten Teil dagegen steil aufgerichtete und gefaltete Kalkmassen. Diese Lagerung beruht nicht auf einer Diskordanz der Kreide auf Paläozoikum, vielmehr besteht das ganze Profil aus Oberkreideschichten, deren Faltungsintensität somit von unten nach oben ausklingt. Die Erklärung des Phänomens führt uns gleichzeitig in das Verständnis der geologischen „Hebung“ ein.

Eine das gesamte Gebirge ergreifende Kontraktion wird in ihrer Ausgestaltung zu allgemein faltenden Vorgängen stets durch den Druck der starren, auflagernden Kreide- und Tertiärmassen gehindert werden, deren Mächtigkeit erheblich größer war als jetzt. Infolgedessen wurde nur die Basis der ganzen Gebirgsmasse gefaltet, der obere Teil aber, wie es die Schichtenfolge des Tauros tatsächlich zeigt, in toto gehoben. Das Profil beweist also, daß eine Volumenverminderung der gesamten Gebirgsmasse nur eine Faltung der Basis und eine Hebung des oberen Teiles bei scheinbar ungestörter Form von dessen Lagerung zur Folge haben kann.

Von dem Dorfe Eminli westlich Kuschdjular machte ich einen Ausflug über den niedrigen, oben mit steilen Wänden eingeschnittenen Paß auf die neue Dienststraße und dann wieder abwärts nach dem kleinen, aus drei Häusern bestehenden Weiler Hatschkiri.

30—40 m oberhalb der Häuser stehen die Plänerkalke mit *Clypeaster cretacicus* und *hetiticus*, den großen Ostreen und Janiren an.

Etwas unterhalb des Weilers bildet das Liegende der Kalke ein lockerer Mergel mit zahlreichen *Hemiaster verticalis* Taf.(XIA) kleinen Zweischalern (*Cytheren lassula*, *Protocardia*) und *Pecten muricatus*.

Die Mergel werden von Sandstein — wie bei Belemedik[1] — und von Basalkonglomeraten unterlagert, die etwas weiter oberhalb am Wege nach Kuschdjular gut aufgeschlossen sind. Die Geschiebe der Konglomerate bestehen vorwiegend aus Kohlenkalk mit Produkten und Korallen.

c) Besteigung des Berges Kessek von Yer köprü, hinab zur Quelle Buladin und hinauf nach Kuschdjular.

Beim Durchschreiten des kleinen Tales unmittelbar südlich von den Sektionshäusern von Kuschdjular werden rote Radiolitenkalke mit massenhaften (unbestimmbaren) Durchschnitten sichtbar, die in dieser Art zum erstenmal im Bereiche der äußeren Tschakitschlucht hier beobachtet wurden.

Bei km 304 oberhalb des kleinen Zwischentunnels zwischen den großen Tunnels II und III wurden von Herrn Regierungsbaumeister Feil Rudisten-Durchschnitte gefunden. Ferner wurden beim Straßenbau große Seeigel (*Pygurus*) in großer Zahl herausgeschlagen: dieselbe Art kommt selten bei Eminli vor.

Bei km 305,500 seitlich der Mitte von Tunnel III bei der Wende der Straße aus der Schlucht wurden an dem Abhange schneeweiße, rein organogene Korallenkalke von Herrn Feil entdeckt, die *Actinacis* aff. *Martiniana*, sowie andere kleinzellige Korallen mit Crinoidendurchschnitten in großer Menge enthalten. Diese wohlerhaltene Struktur der Korallen steht im lebhaften Gegensatz zu der gänzlichen Umkristallierung der Kreidekalke im tieferen Teile der Schlucht. Beim Vorbeireiten beobachtet man ferner am Nordostufer den teils plötz-

[1]) Der Sandstein ist allerdings nur in losen Rollstücken bekannt.

lichen, teils allmählichen Übergang der stark gefalteten Kalke der unteren Wände in die flach lagernden der oberen Hochfläche. Die Grenze der gefalteten und flach lagernden Kalke liegt zwischen 800 und 850 m Höhe und senkt sich gegen den Ausgang der Schlucht.

Auf der Höhenkote 550, d. h. auf der Bergnase von Yer köprü, wurde ein weißer, schwach toniger Kalk mit zahlreichen Pecten-Arten beobachtet. Auf dem gegenüberliegenden linken Ufer des Tschakit tritt deutlich die Grenze der sehr steil aufgerichteten Kohlenkalke und der weniger stark gefalteten Kreide hervor.

Flußaufwärts tauchen die Kohlenkalke ziemlich rasch unter, so daß sehr bald die ganze Schlucht nur noch in Kreide eingeschnitten ist. Etwa bei der Höhenkote 530 fällt der Kohlenkalk nach NW unter 70—85° ein. Diese Kalke enthalten oberflächlich verkieselte Korallen, die äußerlich mit den rein kieseligen Knollen der Kreide verwechselt werden können. Man erkennt jedoch an der verkieselten Oberfläche deutlich Durchschnitte von *Fistulipora* und *Cyathophyllum*. Die Kalke gehören also schon dem Karbon an, und die Grenze zwischen Kreidekalk und Kohlenkalk läßt sich hier an der intensiven Faltung des letzteren leicht feststellen. Eine verkieselte *Rhynchonella* (*Rh. pleurodon* var. *Davreuxiana* DE KON.) läßt leider keine genaue Bestimmung zu.

Bei Kote 480 beginnt wieder die Kreide, und zwar mit einem groben Konglomerat, das reich an großen Austern ist Hiermit ist der Zusammenhang mit dem aus Konglomerat, Sandstein und Hemiastermergel bestehenden Kreidevorkommen Hatschkiri hergestellt.

d) Das Unterkarbon bei Yer köprü und der Ausgang der großen Tschakit-Schlucht. (Taf. XXII.)

Das Liegende der Kreide mit ihrem Basalkonglomerat bilden unterhalb von Yer köprü steilgestellte, nach NW bis WNW (unter 50—70°) fallende Kalke und Kalkschiefer des Unterkarbons. Die braunen, z. T. auch rot gefärbten sandigen Kalkschiefer stehen bei einer Bergnase etwa 10 Minuten unterhalb von Yer köprü (S. 5) am rechten Tschakitufer an. Der Saumweg führt über die versteinerungsreichen Bänke der Tournaistufe, so daß man bequem an dem waldbedeckten Abhang ober-

und unterhalb des Weges zahlreiche, meist ausgewitterte Versteinerungen (Beschreibung S. 224 ff.) sammeln kann:

Besonders häufig sind:

Productus burlingtonensis Hall,[1])
Spirifer tornacensis De Kon,
Spirifer (Martinia) glaber Mant,
Athyris Roissyi L'Ev,
Orthothetes crenistria var. *Kelli* M'Coy, (mittelgroße Varietät),
Dalmanella Michelini L'Ev,
Leptaena analoga Phill,
Phillipsia Strabonis n. sp.,
Korallen und Crinoidenstiele.

Die Altersbestimmung als sehr tiefes Unterkarbon unterliegt keinem Zweifel.

Graue, stark klüftige Dolomitwände ohne Versteinerungen überlagern die Kalkschiefer und begrenzen die natürliche Brücke auf beiden Seiten.

Zwischen dem etwa 10—15 Minuten von Yer köprü entfernten Fundort des Unterkarbons und der natürlichen Brücke wird der braune, sandige, versteinerungsreiche Kalkschiefer der Tournaistufe von einem grauen, mächtigen Dolomit überlagert. Dieser „Dolomit von Yer köprü" ist mit nordwestlichem Fallen steil aufgerichtet und, wie es scheint, völlig versteinerungsleer. Er dürfte dem oberen Unterkarbon entsprechen.

Beim Aufstieg von Yer köprü zum Berge Kessek (am Nordabhang ein verbrannter Wald) bleibt man zunächst etwa 150—180 m in dem Dolomit, den brauner Verwitterungssand und das gänzliche Fehlen der Karrenbildung ohne weiteres von dem karrenreichen Kreidekalk und seiner Terra rossa unterscheidet.

Von 180 m ab stellt sich schneeweißer Kalk mit Karrenbildung ein, der von dem etwa bei Kote 500 beginnenden, sanft nordwärts geneigten Plateau an überwiegt.

Erst beim Anstieg zur Erhebung des Kessek begegnet man den braunverwitternden, an und für sich weißen Sandsteinen von Belemedik sowie Konglomeraten. Hier scheint also die normale Basis der Kreide ähnlich wie bei dem nicht weit entfernten Hatschkiri entwickelt zu sein, während weiter unten

---

[1]) Eine kleine *Productus*-Art, wohl den *Pr. burlingtonensis*, zitiert Verneuil nach den Funden von Tschihatcheff aus dem östlichen Gebirge Kilikiens „zwischen Felké und Hadjin".

(zwischen 480 und 500) das Basalkonglomerat und der Sandstein durch eine wahrscheinlich unerhebliche Dislokation unterdrückt sind.

Die auf der anderen Seite des Berges in der Schlucht beobachteten Falten und Fältelungen der Kreide (S. 31) erklären diese unregelmäßigen Lagerungen hinlänglich. Das Plateau am Dorf Kalé köi entspricht jedenfalls der Grenze der gefalteten tieferen und der flach lagernden höheren Kreidekalke.

Am Fuße des Kessek wurden in losen Blöcken ziemlich zahlreiche, jedoch schlecht erhaltene Kreidefossilien wie *Natica*, *Leda*, *Janira* sowie das Scherenglied einer *Calianassa* gefunden. (Kote 660.)

Der Weg auf der Höhe der linken Tschakitwand (Fig. 3. S. 31), und zwar auf dem untersten horizontalen Kalkbande, gewährt einen vortrefflichen Einblick in den Aufbau der Kalkmassen.

Die Seeigel (*Clypeaster*, *Pygurus*), Janiren, Cypriniden, Limen stimmen mit dem Vorkommen von Kuschdjular und Eminli sowie mit den untersenonen Plänerkalken von Hatschkiri und der gegenüberliegenden Seeigelschicht (a. d. Chaussee) überein.

Am Kessek liegen dieselben Schichten in 800—900 m Höhe, die auf dem rechten Tschakitufer in Höhenlagen von nur 600—700 m vorkommen.

Von noch größerer Bedeutung ist jedoch der Einblick in den Gebirgsbau.

Die Wand unter dem von Herrn Ingenieur Lüscher photographierten Piz Lüscher zeigt in einem fast ununterbrochenen Durchschnitt einen Absturz von 900 m Höhe, und hier beobachtet man nahe Yer köprü:

1. die steilgeneigte, aber niemals wandbildende Masse der Kohlenkalke, die mit einer unter 40° nach NW einfallenden Grenze gegen die Kreide abgegrenzt sind;
2. von der Kreide
   a) etwa fast 600 m mächtige gefaltete und gefältelte Kalke, die erst 100 m unter der Straße in die flachgelagerten Kalke übergehen (Fig. 2, 3, S. 31);
3. die oberen flachgelagerten Kreidekalke des Piz Lüscher[1]) mit den an der Straße aufgeschlossenen Korallen- und Seeigelkalken (*Actinacis*).

Nur die Cañons des Great Basin bieten geologische Aufschlüsse von ähnlicher umfassender Großartigkeit.

Auf dem Schichtenbande des Kessek in ca. 900 m Höhe wurde der Weg mühsam um den Berg herum gesucht.

[1]) südlich von Kuschdjular S. 30.

Das Band verläuft im Hangenden einer mächtigen harten Kalkbank, die mit schwach nordwestlicher Neigung eine in phantastischen Zacken verwitternde Folge von weißen und roten Plänerkalkschichten unterlagert.

An der Grenze von Pläner und hartem Kalk findet sich eine ziemlich reiche Kreidefauna, die aus Janiren, anderen Zweischalern und großen Clypeastern besteht.

Der Pläner wird von groben Konglomeraten unterlagert, die z. T. Wasser halten. So findet sich am Kessek selbst eine Quelle und ebenso an der gegenüberliegenden alten Armenierburg (Kalé). Diese Befestigung steht auf den wasserhaltenden Mergeln, die allein in der wasserarmen Öde eine Verteidigung der schwer zugänglichen Veste ermöglichen.

Der Paß von Kalé köi (= Burgsdorf) steht auf demselben durch *Inoceramus balticus* gekennzeichneten Kalk wie die Sektionshäuser von Kuschdjular. Die Plänerkalke zeigen (wie in Deutschland) abwechselnd weiße und rote Färbung.

Der Weg führt steil zum Fluß Tschakit hinab. Im Liegenden der Pläner treten zum erstenmal auf dem Ostufer die festen Kalke mit Hornsteinwülsten auf, die hier z. T. auch in der äußeren Form an Spongien (*Ventriculites*) erinnern.

Unten am Fluß steht die Brücke, von der ein Saumweg zu der von Kalksinterablagerungen umgebenen Quelle Buladin und weiter zum Sektionshause Kuschdjular emporführt.

Am Fluß und beim Aufstieg herrscht dasselbe ruhige Südost-Fallen, das am ganzen Flußlauf im Bereiche des zweiten Tunnels und bei der Belvedereplatte sowie bei Tasch durmass (dem „bröckligen Stein“) beobachtet wurde.

Leider verhinderte die Kürze der Zeit die Verfolgung der Grenze von Kohlenkalk und Kreide in der Richtung auf den Kisil dagh. Doch tritt auch trotzdem die Bedeutung des Unterkarbon von Yer köprü scharf hervor. Unterkarbon und darunter Devon bildet ober- und unterhalb der Großen Tschakitschlucht das Liegende der Kreide und dürfte weiterhin den — bisher — fossilleeren Kalkvorkommen der kilikischen Ebene entsprechen.

Zwischen dem dritten (2,4 km langen) Tunnel von Hatschkiri und Altschak-Gedik.

Die ganze Strecke liegt ausschließlich in den durchweg unter 10—25° geneigten und orographisch flach geböschten Kreidekalken, die erst in der Nähe des Dorfes Altschak-Gedik

mit Mergeln wechsellagern (in denen schlecht erhaltene Korallen und *Protocardia* vorkommen). Das südliche Tunnelportal von Hatschkiri liegt oberhalb des alten Kilometer-Punktes 308 in einem tief eingeschnittenen Nebental.

Während die nicht sonderlich steile Neigung des Gehänges hier die Arbeiten erleichtert, ist das nur etwa 20—25° betragende Einfallen der schneeweißen Kalke entschieden ungünstig für Tunnelbau. Der unregelmäßige Verlauf der Fallrichtungen, welchen die Aufschlüsse der Schlucht zwischen Kuschdjular und Hatschkiri zeigen, macht eine bestimmte Voraussage über den Punkt des Tunnels, an dem das Fallen flacher wird, unmöglich

IV. Der Südabhang des Tauros. (Taf. XXII.)

Der Südabhang oder das Glacis des Hohen Tauros besteht vorwiegend aus mannigfachen, eingehend von F. X. Schaffer untersuchten Gesteinen der II. Mediterranstufe, meist aus weichen Mergeln und Tonen; aus ihnen erheben sich echte Erosionsklippen, die in dem kilikischen Hügel- und Bergland aus Kohlenkalk, im unmittelbaren Vorlande des Tauros aber aus Oberkreide bestehen. Oberhalb des Dorfes Balackly und oberhalb des Sektionshauses Buldjak führt die Bahnlinie noch im Bereiche der festen Kreidekalke ungefährdet und sicher an dem flachen Gehänge entlang. Bei dem Dorfe Sandjili bleibt die östlichste der mit miocänen Mergeln ausgekleideten Talmulden unterhalb der Bahn, ohne angeschnitten zu werden. Auch oberhalb des Dorfes Buldjak schneidet die Linie ausschließlich die Kalkbänke der Kreide an.

Bei km 318 ragen auf der Höhe die Kreidekalke (mit gut erhaltenen Phyllocoenien und anderen Riffkorallen) durch die Tonmergel hindurch — ähnlich wie sich in größerer Höhe weiter südlich die Bergkuppe Kis kalé[1]) mit ihrem alten Armenierschlosse erhebt. Bei der Erosionsklippe Kis kalé finden sich die gleichen Phyllocoenien und Astraeiden wie bei km 318 und daneben noch *Pygurus* sp. (gefunden von Dr. Greter). Kis kalé ist als Inselklippe schon von weitem sichtbar und durch eine ziemlich breite miocäne Mergelzone von der Hauptmasse der Kreidekalke getrennt.

Von Balackly-Altschak-Gedik bis Sandjili verläuft die Linie ausschließlich in den Kreidekalken, die nur noch ein

[1]) wo Kreidekorallen in dichtem reinen Kalk vorkommen.

ganz flaches Einfallen gegen die kilikische Ebene zeigen. Man hat durchweg die Linie um 30—40 m gegenüber dem ersten Entwurf in die Höhe gerückt. Ein kurzer Tunnel von 195 m Länge im Süden von Sandjili ergibt sich hieraus. Der Tunnel durchbohrt ausschließlich die ganz flach lagernden Kreidekalke und tritt auf der anderen Seite des Hügelzuges gegenüber dem Dorfe Buldjak wieder an die Oberfläche.

In dem zwischenliegenden Sandjili deré (einem Winterfluß) sind Tone und eingelagerte Mergel des Miocän (II. Mediterranstufe) gut aufgeschlossen, die flach vom Gebirge ab nach der Ebene zu einfallen. Die früher geplante Übersetzung des Tales auf einer Brücke würde während der winterlichen Regengüsse Unterwühlung der Pfeiler zur Folge haben.

Die Linie schneidet dann durch den obersten Teil des Dorfes Buldjak[1]) und verläuft weiter nach SSW auf die halbzerfallene Veste Oglan kalessi[2]) zu, welche jedoch rechts liegen bleibt.

Bei dem km 316,400 unmittelbar im Westen von Buldjak geht die neue Linie (Variante B) zum ersten Male aus dem Kalk in die tonigen, in runden Formen verwitternden Mergel über. Da das Gehänge hier ganz sanft geneigt ist, vollzieht sich der Übergang aus Kalk in Mergel ohne jede Schwierigkeit.

Die Linie überschreitet zwischen km 318,200 bis 318,300 den im Sommer trocken liegenden Lauf des Kusuluk deré unterhalb der Burgruine Oglan kalessi, die nur 4—500 m von der Eisenbahn entfernt bleibt.

Auf der rechten Seite des Trockentales Kusuluk deré führt dann die Route in ziemlicher Höhe (um die zahlreichen Bachrisse zu vermeiden) über die gleichmäßig vom Gebirge abfallenden weichen Miocäntone nach Dorak. Bei km 319,500 durchschneidet ein kürzerer Tunnel den mit wenig Kalk, kalkigem Sandstein und feinkörnigem Kalk-Konglomerat wechselnden plastischen Ton. In dem rutschigen Ton klafften am Ende der trockenen Jahreszeit Spalten bis zu 3 m Tiefe — eine Eintrocknungserscheinung, wie ich sie in dieser Ausdehnung noch nie gesehen habe.

Auf der von Dorak bis jenseits der Station Osmanié — fast bis Dermen-Otschak — durch das Alluvium der Küsten-

[1]) das auf der Grenze des Kreidekalkes und des mit Rollsteinen vermengten mergeligen Gehängeschuttes liegt.

[2]) Auf der Übersichtskarte 1 : 100 000 nicht angegeben. Oglan kalessi bedeutet Jünglingsburg und entspricht der ebenfalls armenischen weiter westlich liegenden Burg Kis kalé = Jungfernburg oder „Magdeburg“.

flüsse und durchrezente Kalkrindenbildungen führenden Strecke war nur die Frage der Erdbebensicherheit der neu projektierten Zweigbahn Toprak—Kalé (Mustafa-bey) —Alexandrette zu studieren.

Eingehende Untersuchungen erforderte das aus weichen, rutschigen Schichten bestehende Miocän zwischen Osmanié und der Ebene von Bagtsché, das als Ausfüllung einer alten Bucht in das Gefüge des Amanos einschneidet:

Das marine Miocän zwischen Bagtsché und Osmanié.

(Routenkarte Taf. XXIII.)

A) Allgemeines.

Die Enge des Bagtsché tschai zwischen dem Kanly Getschit han und der Ebene von Bagtsché enthält eine ungewöhnlich interessante Faciesentwicklung des marinen Untermiocäns (unterer Teil der II. Mediterranstufe). Die Talenge zeigt die folgenden Faciesbildungen, die teils auf der Annäherung an das aus Serpentin und silurischen Schiefern bestehende ältere Gebirge, teils auf den verschiedenen Meerestiefen beruhen:

1. Unmittelbar oberhalb des Kanly Getschit han herrscht ein Wechsel von Konglomerat, Sandstein und Mergel vor.

2. Dann folgen bis km 481,6 Grünsande (Glaukonitsande) und Mergel im Wechsel, bis die letzten überwiegen.

3. Etwa einen Kilometer weit (bis km 482,5) treten nur Mergel mit riesenhaften Exemplaren der *Ostrea gingensis* und *crassissima* auf.

4. Bei km 482,3 schiebt sich etwas unterhalb der Bahnlinie die erste Zunge von Korallenkalk in den Mergel ein. Diese zunächst noch mergelig entwickelten Riffkalke nehmen während des nächsten Kilometers (bis km 483,4) an Bedeutung und Mächtigkeit immer mehr zu. Riffkorallen kommen in großer Menge vor, sind aber arm an Arten: *Heliastraea Ellisiana* Dfr., *Astraea crenulata* Gf., *Prionastraea Neugeboreni* Reuss und *cilicica* Daus; seltener ist *Cladangia conferta* Reuss[1]).

---

[1]) Diese und die folgenden Bestimmungen beruhen auf der Breslauer Dissertation von Dr. H. Daus, Beiträge z. Kenntnis des marinen Miocäns von Kilikien und Nordsyrien. Beil.-Bd. XXXVIII d. Neuen Jahrb. 1914, p. 429—500. Mit 4 Tafeln. (Aus: Beiträge z. Geologischen Kenntnis von Anatolien, herausgegeben von F. Frech.)

1, 2. Die fossilleeren Sandsteine und Konglomerate des Kanly Getschit han entsprechen der Brandungszone des miocänen Meeres, das hier Klippen und Untiefen, die der Küste vorgelagert sind, zernagt und einebnet.

3. Die etwa kilometerbreite Zone der Mergel entspricht einem an schlammigem Sediment reichen Meeresboden, in dem lokal die Austern gute Daseinsbedingungen fanden, und in dem wir wohl ebenfalls eine gänzlich eingeebnete Untiefe sehen können.

4. Dort, wo die Küstenströmungen den aus den Schiefern und Serpentinen von Harunje stammenden Schlamm wegfegten, fanden Riffkorallen die Bedingungen für ihr Emporkommen. Zuerst in dünnen von Mergel umgebenen Zungen, weiter ostwärts in dicken mergeligen Schichten wuchsen Astraeen, Prionastraeen und Heliastraeen empor.

Noch etwas weiter östlich, wo eine noch kräftigere Strömung den Schlamm gänzlich entfernte, bildeten sich mächtige massige Riffe und geschichtete tonarme Korallenkalke. Astraeiden bevorzugten die seewärts, Milleporen (km 483,9) die landwärts gelegenen Teile dieses Korallenbauwerks, das man vielleicht mit dem australischen Barrière-Riff vergleichen kann. Jedenfalls tritt die unmittelbare Auflagerung der Korallenkalke auf Serpentin am Beginn der Bagtsché-Ebene klar zutage.

Die dem Vordringen des untermiocänen Meeres zeitlich vorangehende Gebirgsfaltung des Amanos läßt sich mit Hilfe der Nummulitenkalke von Tschar dagh bei Osmanié bestimmen. Die steile Aufrichtung dieser von Serpentin und Gabbro umgebenen Eocänkalke deutet auf das Oligocän als die Hauptfaltungszeit des Amanos hin. Die Dislokationen im Eocän sind wesentlich kräftiger als die des Miocäns; die jungmiocänen oder postmiocänen Gebirgsbewegungen zeigten also posthumen Charakter.

Die Spaltentuffe, welche das ältere Miocän mit einem von diesen abweichenden NO-Streichen durchsetzen, gehören in der Hauptsache dem jüngsten Tertiär an. Die mächtigen Quartärschotter enthalten mehrfach abgerollte Lavageschiebe (sowie Kalkgeschiebe der Oberkreide) und umschliessen auch am Sabun su die letzten, weniger mächtigen Lavadecken. Ein selbständiges Bebenzentrum scheint der eigentliche Amanos nicht mehr zu enthalten. Alle Erschütterungen gehen von dem Melas-Graben (Kara su) aus und schwächen sich mit der Entfernung von diesem ab.

Die Einzelbeobachtung an der Strecke zwischen Deimern Otschak und Jar baschi ergab folgendes:

B) Über die Boden- und Gesteinsbeschaffenheit zwischen km 477,500 und 482,500. (XI. Bau-Sektion Jar baschi).

Besondere Aufmerksamkeit erfordern die Gesteins- und Bodenverhältnisse in der näheren Umgebung des Sektionshauses Jar baschi. Die ausgedehnten, der quartären Pluvialperiode angehörenden Schotter-Terrassen, welche in der Landschaftsform überall hervortreten, bestehen im Kern aus dislozierten, z. T. stark aufgerichteten Miocän-Mergeln und Sanden, darüber aus sehr mächtigen Schottern und Nagelfluh, die wesentlich durch Kalkrindenbildung verfestigt worden sind. Meine zahlreichen Beobachtungen über diese den Subtropen und Tropen eigentümliche subaërische Gesteinsbildung wurden zwar aus technischem Interesse gemacht, dürften aber auch theoretische Bedeutung beanspruchen. Die Bahn durchschneidet diese durch die Schottermassen gebildete Enge zwischen km 477 und 482.

a) Bei km 477,500 beginnt eine mächtige Blockbestreuung mit Geröllen des untersilurischen Quarzites und Kalkrinden. Weiterhin folgen quartäre Schotter.

b) Bei km 477,600 zeigen einige Schürflöcher unter drei bis vier Kalkrinden den grünen (miocänen) Meeressand. (Schicht 2 S. 39.) Die lockere Beschaffenheit dieses den Kern des Berglandes bildenden Tertiärs schließt hier jede steilere Böschung der Ein- und Querschnitte aus, da eine Selbstabbindung und Verfestigung dieses Sandes wie bei den Kalkrinden und den Nagelfluhgebilden nicht möglich ist.

c) Bei km 477,800 befindet sich ein teils blau, teils rötlich gefärbter Mergel, der in den oberen 4 m noch auf Umlagerung schließen läßt, weiter unten aber gleichmäßige Beschaffenheit annimmt. Es dürfte sich hier schon um die aufgerichteten Miocänschichten handeln, die in ganz ähnlicher Beschaffenheit auf dem Wege von Kanli-Gedschit-han nach Jar baschi anstehen, kurz bevor man die quartäre Hochfläche erreicht. Dieses vorwiegend aus Mergel, z. T. aus Sand und Geröllschichten bestehende Tertiär bildet also den Kern der z. T. oberflächlich z. T. in großer Mächtigkeit von Quartärschottern bedeckten Hochflächen und Terrassen.

d) Bei km 478,300 durchschneidet der erste Viadukt eine in der Umwandlung zu Nagelfluh begriffene, ziemlich steil abgeböschte Masse von Kalkschotter mit Quarzitgeschieben und kalkigem festen Bindemittel. Eine unter 80° abfallende, durch Erosion gebildete Wand steht fest, ohne daß stärkeres Nachbröckeln zu vermerken wäre.

Bei km 478,750, wo ein weiterer Viadukt eine sehr steil eingerissene Klamm in der Nagelfluh übersetzt, ist auf dem Nordgehänge ein für die Fundamentierung günstiger, zementierter Schotter bzw. Nagelfluh vorhanden. Auf der Südseite stehen dagegen reine Kalkmergel an. Das auf dieser Seite vorhandene, drei Monate alte (in den Kalkmergel gestoßene) Loch zeigt ein außerordentlich widerstandsfähiges, zähes Gestein.

e) Der große Tunnel Nr. 1 bei km 479 durchschneidet die ca. 130 m mächtige quartäre Schotterformation; die aus Silur-Quarziten und Eruptivgesteinen bestehenden Gerölle sind flach gelagert und meist gerundet, nur zum kleinen Teil kantengerundet. Die östliche, etwa bei km 479,7 liegende Tunnelöffnung war noch nicht begonnen; ein ca. 15 m tiefes Schürfloch schloß hier Kalkrinden in großer Mächtigkeit auf. Doch gibt die Oberfläche keinen Anhalt, wie weit sich diese günstige Kalkbildung ausdehnt.

Die Bahn übersetzt das tief eingerissene Trockental vor dem Tunneleingang auf einem jedenfalls sehr tief zu fundierenden Viadukt und trifft auf dem gegenüberliegenden Gehänge zunächst rutschige Schotter an, die meist aus Quarzitgeschieben bestehen. Das erste flache Schurfloch gibt keinen Aufschluß. In dem zweiten 8,0 m tiefen Schurfloch bei km 479,400 werden jedoch unter groben, bis 1 m mächtigen Geröllen Kalkrinden im Wechsel mit dünnen Schotterlagen angetroffen. Diese Kalkrinden zeigen eine ausgesprochene Tendenz zum „Selbstabbinden" und zur fortschreitenden Verfestigung.

Die beiden kurzen Tunnels, welche oberhalb von Jarbaschi liegen, durchschneiden gänzlich verschiedene Gesteine:

Der Tunnel 2 liegt noch ganz in den quartären, ziemlich lockeren Gebilden, Tunnel 3 (Eingang nach der letzten Linienführung bei km 481,950) durchschneidet dagegen ausschließlich miocäne Mergel.

Tunnel 2 (bei km 481,500) führt — wie ein 16 m tiefes Schurfloch zeigt — so gut wie ausschließlich durch lose, kalkige, geschiebereiche Quartärgebilde, die sowohl für Tunnelbau wie für Einschnitte wenig günstig sind.

In der Mitte zwischen beiden Tunnels wurde durch ein Schurfloch unter 1,5—2 m mächtigen, widerstandsfähigen Kalkrinden ein glimmeriger, verhärteter Sand (oder sehr mürber Sandstein) angetroffen, der bereits dem Tertiär angehört. In dem Voreinschnitt zu Tunnel 3 wird bereits dieser wenig widerstandsfähige Sandstein angetroffen.

Tunnel 3 (Eingang bei km 481,950, Länge nach dem letzten Projekt 190 m lang) verläuft ausschließlich in dem für Tunnelbau

sehr geeigneten harten. untermiocänen Mergel, dessen meist unter 30° geneigtes Einfallen ebenfalls recht günstig ist. (Das Streichen der Mergel schwankt zwischen NNO—SSW und ONO—WSW; das Einfallen ist nach WNW bzw. NNW gerichtet).

So günstig die Beschaffenheit des Mergels sowohl hinsichtlich der leichten Bearbeitung wie der Widerstandsfähigkeit für die Ausführung eines Tunnels ist, so wenig erscheint das Gestein für Einschnitte geeignet, da es unter dem Einfluß des Regens leicht zerbröckelt und abrutscht. Diese Mergel[1]) halten bis etwa km 483 an und werden — möglicherweise schon bei km 482,50 durch eine (? gang- oder lagerförmige) Einlagerung von Basalttuff unterbrochen. Diese ebenfalls gut zu bearbeitenden Tuffe wurden oberflächlich und in einem Schurfloch an der alten Linienführung unter dem Mergel beobachtet. Es ist daher nicht sicher, ob die neue Variante diese Eruptivgebilde noch antrifft.

C) Geologische Beschreibung der Linie von km 482.500—485,800 (Sektion Jar Baschi).

Bei km 482,500 stehen ausschließlich Mergel (Streichen ONO—WSW, Fallen SSW) mit riesigen Austern (*O. crassissima* Lam. und *gingensis* Schloth.) an, während feste Kalke noch fehlen. Etwas weiter beginnen die Kalkeinlagerungen.

Bei 482,9 folgt ein Eisenbahneinschnitt:

An einer O—W streichenden, steil unter 70—80° nach S einfallenden Kluft, die auf 400 m verfolgt werden kann, ist der miocäne Korallenkalk scharf vom vulkanischen Tuff abgegrenzt. Die schon früher an der Strecke beobachteten Tuffe sind also durchweg auf Spalten emporgedrungen. Man überblickt deutlich die ganze Landschaft und erkennt, daß die vulkanische, mit Tuff gefüllte Spalte in östlicher bis ostsüdöstlicher Richtung weiter streicht und dabei an Breite zunimmt. Weiter östlich wird sie von der Dienstbahn geschnitten. Die Spalte verbreitert sich in der Richtung auf die Dienstbahn und schließt eine Scholle von Miocänmergel ein.

Der Miocänkalk fällt am Kontakt mit dem Tuff nach SSW unter 30° ein und besteht bei km 483 vollkommen aus Korallenresten, die z. T. in Mergel eingeschlossen sind, z. T. mehr riffartigen Charakter tragen. Auch weiter aufwärts bleibt das Einfallen nach SSW gerichtet.

---

[1]) mit massenhaften, bankweise auftretenden Exemplaren riesiger Austern (*Ostrea crassissima*).

Auf der Dienstbahn wird bei km 483,1 ein schmaler Tuffgang von 4 m Breite angeschnitten.

Bei km 483,150 wechselt das Streichen der Kalke und verläuft von OSO nach WNW, das Einfallen ist unter 40⁰ nach NNO gerichtet.

In dem weiterhin folgenden Tal stellen sich die Kalkschichten senkrecht und streichen von W (zu S) nach O (zu N).

Es folgt der schon von unten beobachtete, zunächst 30 m breite Tuffgang (z. T. mit eingeschlossenen runden Bomben); der Tuff hat eine etwa 40 m breite Scholle von stark disloziertem Mergel mit emporgetragen.

Bei km 483,2, beim Eingang des vierten Tunnels tritt unter der erwähnten Mergel-Scholle wieder der stark zersetzte Basalttuff zutage.

Der 300 m lange 4. Tunnel wird in der knappen ersten Hälfte seiner Länge durch Basalt, weiterhin durch den jetzt auftretenden grauen, miocänen Riffkalk führen.

An der Grenze gegen den Kalk wird der Tuff fest, und zwar dadurch, daß eine sekundäre Verkalkung der einzelnen Tuffbruchstücke eintritt.

Kurz nachdem der Tunnel den Kalk erreicht hat, ist oberflächlich eine NO (z. T. NNO) nach SW (z. T. SSW) streichende Kluft zu beobachten, die möglicherweise in dem Tunnel Wasser führen wird.

100 m vor dem Ausgang des großen 300-m-Tunnels und beim Eingang des kleinen Dienstbahntunnels wird nochmals ein NO—SW streichendes System vertikaler Klüfte angetroffen. Die Berücksichtigung des NO-Streichens der Klüfte ist für die Ansetzung der Bohrlöcher innerhalb des Tunnels wichtig: Die Bohrlöcher müssen so viel wie möglich in der NW—SO-Richtung angesetzt werden.

Der fünfte Tunnel von 80 m Länge bei km 483,8 durchbohrt ausschließlich den festen, widerstandsfähigen und mit Ausnahme der klüftigen Stellen keiner Ausmauerung bedürftigen Riffkalk. Dieser Riffkalk ist auch als Baustein zu empfehlen.

Zwischen Tunnel 4 und 5 erscheint wieder ein stark zersetzter Tuffgang, der auch an der Dienstbahn sichtbar ist. Die Grenze von Kalk und Tuff scheint SO—NW zu streichen.

In der Nähe dieses Tuffvorkommens ist der Kalk wieder von ostwestlichen Rutschflächen durchsetzt. Im gleichen Aufschluß streicht ein anderes Kluftsystem SSO—NNW und fällt nach W ein.

Das Streichen der Riffkalke scheint nach der Betrachtung aus der Entfernung von NNW nach SSO zu gehen. Das Einfallen ist steil nach WSW gerichtet.

Die Riffkalke des Tunnels Nr. 5 bestehen aus den unzersetzten d. h. mit wohl erhaltener Struktur konservierten Milleporiden, während die häufigen Astraeiden hier durchweg zersetzt sind.

Der sechste Tunnel (km 484,200—300) wird vorwiegend den Milleporidenriffkalk durchfahren. Dieser dunkle, von weißen Knollen durchsetzte Kalk dürfte, oberhalb km 484,200 an der Dienstbahn, den besten Baustein enthalten, der sich jedenfalls durch besondere Widerstandskraft auszeichnet.

Bei km 484,3 wird der vorletzte, bei km 484,6 der letzte schmale Gang von Eruptivtuffen beobachtet. Die Korallenkalke (mit *Prionastraea Neugeboreni* und *Pr. cilicica*) nehmen jetzt flache Schichtstellung an. Ihr Streichen ist ungefähr N—S, das Fallen unter 10—15° nach O gerichtet.

Vom km 485,2 bis 485,8, wo die Bagtsché-Ebene erreicht wird, führt die Linie an einem steil unter 30—40° geneigten Gehänge offen entlang. Das flache, in den Berg hineingerichtete östliche Einfallen der Schichten erleichtert jedoch hier die Arbeit in dem ohnehin widerstandsfähigen Milleporenkalk.

Etwas unterhalb der Linie wurden bei km 484,3 auf einem freistehenden Felsvorsprung *Clypeaster* (*Cl. Partschi*, *Cl.* n. sp.) und zahlreiche Korallen[1]), Gastropoden[2]) und Zweischaler[3]) in einem schwach mergeligen Kalk gefunden. Die unterhalb dieses Fundortes etwa 40 m hoch abstürzende Wand zeigt keine Spur von Eruptivgestein mehr. Es lag also der Hauptausbruchspunkt der Eruptionsspalte an der Dienstbahn, während auf die Hauptbahnlinie nur eine nicht allzumächtige Masse der Auswurfsprodukte hinübergeschleudert sein dürfte.

Eine am einspringenden Teil der Wand sichtbare, von NO nach SW streichende offene Kluft dürfte das Ende der Eruptionsspalte andeuten.

Die Eruptionsspalten verbreitern sich also auch hier nach NO, während sie sich nach SW schließen.

V. Der Amanos oder Giaur dagh. (Taf. XXIII.)

Die erste Kette des Giaur dagh besteht zwischen Osmanié, Harunjé, dem Sabun su (dem „Seifen“ fluß), Bagtsché und der Djihan-Schlucht aus jungeocänem Serpentin und eingefalteten Zügen von Hauptnummulitenkalk. Den Kern bildet paläozoisches Gebirge — untersilurische Schiefer und Quarzite zwischen Airan

¹) *Prionastraea Neugeboreni* Reuss, *Pr. cilicica* Dais und *Cladangia conferta* Reuss.

²) *Conus Daciae* Hoern. et Auing. *Strombus coronatus* Defr., *Cerithium* sp.

³) *Cardium subhians* Fischer, *Cardium cilicianum* Toula, *Pecten varius* Linné.

und Entilli — sowie die stärker gefalteten, fossilleeren Kalke des großen Dül dül dagh, die wahrscheinlich dem taurischen Kohlenkalke entsprechen. Der östliche nach dem Ghâb zu abfallende Teil des Giaur dagh besteht aus Karstkalken der Oberkreide mit Dolinenerzen als Bedeckung.

Über Einzelbeobachtungen in dem wenig bekannten Serpentingebirge am Außenrande des Paläozoikums ist folgendes zu sagen: Von Osmanié führt der Weg über die Ebene zu dem teils im Tale, teils auf dem terrassenförmig ansteigenden Abhang liegenden Dorf Tschar-dagh (nicht Tschakdak).

Zuerst herrscht Gehängeschutt in mächtigen Anhäufungen.

Unmittelbar vor dem Dorfe steht am Abhang grauer Kalk mit zahlreichen Nummuliten und Durchschnitten von Zweischalern an.

Oberhalb des Dorfes kalkiger Mergelschiefer. Streichen NO—SW, Fallen auf steilem Hange 30° nach SO.

Ein weiterer Kalkzug, der wahrscheinlich auch Nummulitenkalk ist, tritt gegenüber von Deirmen-Odjak hervor und läßt sich in NO-Richtung weit am Gehänge verfolgen; er bildet die erste Reihe kleiner Vorgipfel des Giaur dagh.

In den Dörfern Mara (oben) und Schottly (unten) wurde in einer Entfernung von 2h 5′ vom Sabun su grüner Serpentin anstehend beobachtet; die Meereshöhe betrug ca. 680 m.

In den Serpentin ist mit ONO-Streichen eine total geschieferte und verzogene Kalkmasse eingefaltet. Der Kalk wechselt — wie bei der Burgruine Kurdlar kale (Höhe 700 m.) oberhalb von Harunje — mit Tonschiefer ab. Der Kalk, dessen lose Blöcke in der roten Nagelfluh vielfach Hornstein führen oder rötlich gefärbt sind, trägt paläozoischen Habitus. Weiter aufwärts folgt noch ein schmaler Zug Serpentin und dann der zweifellose paläozoische Kalk. Der ganze Kalkzug des Dül dül zeigt ein WNW-Streichen und ein unter gleichem Winkel mit dem Gehänge, d. h. unter ca. 30° geneigtes Einfallen.

Bei Tabakle biegt der Weg auf den äußersten Ausläufer des Amanosgebirges (der von der Djihanschlucht durchbrochen wird) hinüber. Die paläozoischen Tonschiefer und Schiefertone fallen zuerst SW, dann gegen das Gebirge des Dül dül zu nach SO. Die eigentliche Erhebung des Dül dül (Fig. 4, 5) beruht mit ihrem, aus paläozoischem Kalk bestehenden Kern auf der größeren Härte dieses Gesteins.

[1]) Zwischen diesem und dem Nummulitenkalk der kilikischen Pässe vermittelt ein neues von Herrn SCHAFFER entdecktes und von ihm beschriebenes Vorkommen im kilikischen Tauros.

Der Gebirgsbau des Großen Dül dül dagh.

Der Aufbau des eigentlichen hohen Dül dül, d. h. der am Gabelpunkt der zwei Kämme gelegenen Haupterhebung läßt sich kurz als eine nach S überkippte Antikline bezeichnen.

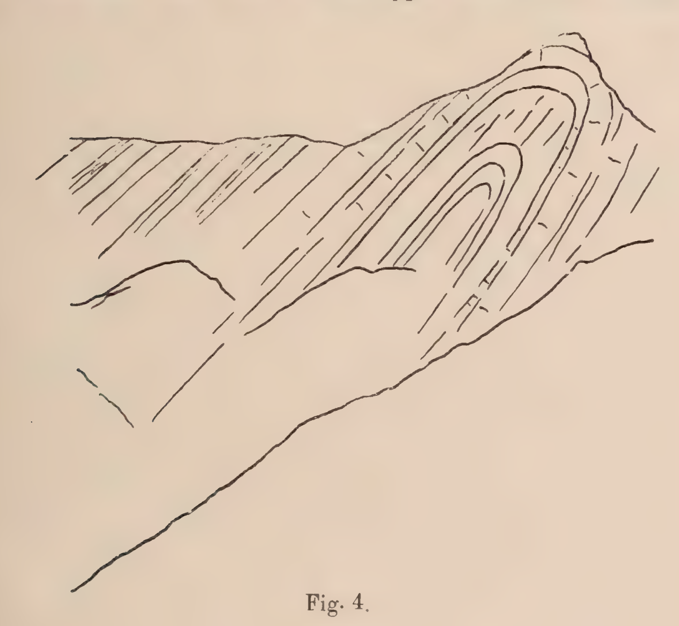


Fig. 4.



Fig. 5. Die nach S überkippte Falte des paläozoischen (Kohlen?-) Kalkes des Großen Dül dül dagh im Amanos; ca. 2300 m. (Vergl. S. 48.)

Am Aufstieg beobachtet man zuerst flacheres Einfallen nach NW (30—40^0), das dann halbwegs zwischen Scharte und Gipfel bis auf 60—70^0 steigt und nach dem Gipfel zu wieder flacher wird. Auf dem Hauptgipfel, d. h. auf der Achse der Antikline lagern die Schichten flach und biegen auf dem Südgrat wieder in die nordwestliche Talrichtung zurück. (Fig. 5.) Die südwärts folgende Einschartung entspricht einer synklinalen Zusammenstauchung der Schichten und die nächste flache Erhebung wieder einer antiklinalen Aufrichtung. In dem nach SW streichenden, das Haupttal einschließenden Hauptgrat unterlagern Tonschiefer die Kalke des Dül dül. Der nördliche Parallelgrat besteht dagegen aus Kalk und bildet im wesentlichen die Fortsetzung der Kalke des Hauptgipfels. Der paläozoische Habitus der ganzen Gesteinsmasse ist unverkennbar. Bestimmbare Versteinerungen fehlen.

Die überall wahrnehmbare Streckung, Zerrung und Schieferung der Kalke erklärt das Verschwinden der etwa vorhanden gewesenen organischen Reste. Die allgemeine Übereinstimmung der Gesteine wie der starken Faltung und Aufrichtung mit dem am Bulgar dagh und an der Route zwischen Tachta und Ak köprü beobachteten geologischen Verhältnisse ist augenfällig. Auch die Streichrichtung ist dieselbe wie im Tauros, nur die orographische Höhe geringer, mit anderen Worten: Die Berge zwischen Dül dül und Jeschil-Déré dagh können als einfache Wiederholung der kappadokischen Zone des Tauros betrachtet werden.

Über Einzelbeobachtungen ist folgendes zu bemerken: Nach 1 h 10′ Reiten vom Ausgang von Harunje bleibt das Dorf Gök tschai unten (westlich) liegen. Die hier über der Tekir-Nagelfluh anstehenden Tonschiefer streichen N—S und fallen nach Westen ein. Wenige Schritte weiter dreht das Streichen nach NO (bei NW-Fallen). Der Habitus des Gesteins ist paläozoisch. Die weite Schotterfläche von Harunje-Jarbaschi und die zu ihr abwärts geneigten Schuttkegel der Tekir-Nagelfluh treten deutlich hervor. Weiter oben im höheren Teil des Dorfes Gök tschai (= Ziegenfluß) Schiefer.

Hinauf zum Nordgehänge des hufeisenförmigen Hochtals, dessen umgebender Kamm NO—SW, d. h. ebenso wie die Schichten streicht. Fallen NW, im Grunde des Tales saiger.

Der NW-Kamm besteht vorwiegend aus Kalk mit untergeordnetem Schiefer, der SO-Kamm aus Schiefer mit untergeordneten Kalklagen.

Nach 1$^1/_4$ Stunde von dem ersten Wasserplatze, 3$^1/_4$ Stunde von Harunje ist in ca. 1500 m Höhe die letzte Jaila, also ein

Oberlieger, erreicht. Auf einer Schiefereinlagerung des nördlichen Kalkkammes entspringt hier eine kleine Quelle in 1500 m Höhe. Bei 1400 m beginnt die Vorherrschaft der kilikischen Tanne, die bis 2000 m emporreicht und hier allein vorkommt. Noch bei der Alp in ca. 1500 m Höhe kommen Wallnußbäume fort.

Die umfassende Aussicht vom Gipfel des Großen Dül dül begreift in dem bläulichen Sonnenduft des Spätherbsttages eine unendliche Zahl paralleler, in nordöstlicher Richtung streichender Kämme. Das Landschaftsbild ist ein Farbenton, und auch die Form der Berge zeigt geringe Mannigfaltigkeit; nur die schneebedeckten Gipfel des Bulgar und Ala dagh sowie im Norden schneebedeckte Ketten des Niederen oder Antitauros heben sich aus der unendlichen Wiederholung ähnlicher grauer und brauner Kammbildungen heraus. Auch hier ist die Ähnlichkeit mit den östlichen Rocky Mountains unverkennbar. Einige Gliederung gewinnt das Landschaftsbild im Osten durch den tiefen, bis Marasch reichenden Einbruch des Ghâb und im Westen durch die Bucht von Alexandrette, deren Entstehung ebenfalls auf jüngeren Einbrüchen beruht.

Weiter nach NW zu erheben sich die Höhen des Tschangli dagh, des Dschebel Missis und die trotz ihrer geringen Höhe deutlich abgegrenzte Klippe von Anawarza (Anazarbos). Die Kammhöhen des eigentlichen Amanos (Giaur dagh) werden von der Erhebung des Dül dül um 3—400 m überragt. Genau im N des Großen Dül dül erhebt sich bis zu einer ungefähren Höhe von 2000 m die kühn geschwungene, schwerer zu ersteigende Kalkspitze des Kleinen Dül dül; unmittelbar über der Schlucht des Dschihan nordöstlich von dem Großen Dül dül liegt vor der längsten Kettenerhebung des Antitauros ein dem Dül dül gleichkommender Gipfel, ca. 2300 m. Den Namen dieses Berges konnte ich nicht feststellen; er liegt in der streichenden Fortsetzung des Dül dül und besteht, wie die südliche Dül dül-Kette, aus vorwiegenden Schiefern mit eingelagerten Kalken. Der Name des nahegelegenen Tales Jeschil deré (Grüntal) deutet offenbar auf die zahlreichen Tannen hin, welche die Abhänge des Berges bekleideu.

Im Osten dehnt sich die Plateaulandschaft Nord-Syriens aus. Der Absturz der Kalkberge des östlichen Bruchrandes, welcher die von kleinen Vulkankuppen erfüllte Grabensenke des Ghâb begrenzt, tritt ebenso deutlich hervor wie die flache Schichtenlagerung, die einen scharfen Gegensatz zu der steilen Aufrichtung der alten Schiefer und Kalke des Amanos dar-

stellt. Zwei geologische Welten, Indoafrika und die Taurosketten Asiens, stoßen im Kurd dagh aneinander.

Der Spaltenfrost, der die wilden Abstürze des Dül dül nach Osten und Westen bedingt, schneidet den Gipfel mit messerartiger Schärfe aus der umgebenden Waldlandschaft heraus. Die stolze Form der beiden 2300 und 2000 m hohen Dül dül-Spitzen beherrscht die Bergwelt des Amanos. Die breite Bergmasse des Jeschil deré wirkt gegenüber der kühnen Form der Kalkberge trotz gleicher Massenerhebuug weit weniger großartig. Die scharf geschnittenen Bänder des steil aufgerichteten Kalkschiefers zwischen dem Großen Dül dül und dem Jeschil deré dagh bilden eine durch ihre Höhe und durch das Vorwalten des Kalkgesteins abgegrenzte Bergzone.

Weiter südlich und südöstlich hebt sich — dem NO-Streichen des Gebirges entsprechend — eine durch geringere Höhe sowie Vorwalten der Schiefer und Serpentine gekennzeichnete Berglandschaft ab. Das Nordoststreichen der Kämme ist sowohl diesseits wie jenseits der Furche von Bagtsché deutlich zu erkennen. Eine orographische Grenze zwischen den Schieferbergen, welche das Bagtschétal jederseits umgeben, und den Kalken des Dül dül- und Jeschil deré-dagh ist dagegen nicht vorhanden.

Der Große Tunnel bei Bagtsché und die Hauptachse des Giaur dagh. (Taf. XXIII u. XXIV.)

a) Von Bagtsché (= Garten) bis zum Tunneleingang bei Airan-Entilli. (Kilometer 485,800—502,800.)

Während von Osmanié bis zum Beginn der Ebene von Bagtsché bestimmte Anzeichen für die Abwesenheit jeder stärkeren Erdbebenerschütterung vorliegen, schließt die Einfachheit der Linienführung innerhalb des vollkommen flachen Bagtsché-Tales jede Gefährdung aus. Die Bahn verläuft im Talgrunde, ohne die aus Serpentin und anderen Eruptivgebilden bestehenden Gehänge auch nur zu berühren. Erst am Eisenbahn-Hospital von Bagtsché, d. h. in nicht allzu großer Entfernung von der tektonischen Spalte des Ghâb, schneidet die Bahn wieder anstehendes Gestein (stark gequetschten Serpentin) an. Von hier bis zum Westportal des großen Tunnels steigt die Strecke unausgesetzt an und ist in Airan nicht viel mehr als 5 km von

der westlichen Bruchspalte des Ghâb — dem Ausgangspunkte starker Erdbeben — entfernt. Das vorherrschende Gestein ist ein elastischer und dabei doch fester untersilurischer Tonschiefer, während für Gewinnung von Werkstücken die dem Tonschiefer eingelagerten Quarzitbänke zur Verfügung stehen. Die Einzelbeobachtungen ergaben Folgendes:

Der Ort Bagtsché selbst ist von Gehängen aus geschiefertem (eocänem) Serpentin eingefaßt, der am Hospital und dann wieder am Kirchhof sowie an der Straße nach Airan ansteht. Die Linie geht jedoch aus dem Serpentin bald in den — bis Airan vorherrschenden — ziemlich festen Tonschiefer über. In diesem hier rot gefärbten Gestein sind bei km 497,488 und bei km 497,690 zwei kleine Tunnels vorgesehen.

Bei km 498,000 ist grüner Tonschiefer aufgeschlossen, der viel Gangquarz führt. Das Streichen ist ONO—WSW, das Fallen unter 54° nach NNW gerichtet.

Auch bei km 499 tritt aus dem die Oberfläche beherrschenden Gehängeschutt und den Schuttkegeln des Talbodens anstehender Tonschiefer an der Straße zutage, der im Gegensatz zu km 498 ganz flaches Einfallen zeigt. Weiter aufwärts gewinnt das anstehende Gestein oberflächlich an Ausdehnung.

Bei km 500 wird die Linie durch einen Felseinschnitt geführt, in dem der anstehende Tonschiefer ein Streichen von ONO nach WSW und ein NNW-Fallen von 24° zeigt.

Das Hangende dieses Tonschiefers bildet ein Quarzitriegel, der im Gehänge deutlich hervortritt. Die Quarzite nehmen weiter aufwärts an Bedeutung zu. An Versteinerungen sind bisher in dem Schiefer *Acaste* sp. (S. 206 ff.) und in dem Quarzitgestein Bilobiten gefunden worden; daher besteht kein Zweifel an dem untersilurischen Alter dieser äußerlich an das Niederrheinische Gebirge erinnernden Schiefer.

Bei km 501,200 tritt wieder roter Tonschiefer an der Strecke zutage. Streichen NO—SW, Fallen NW 60°. Mit etwa gleichem Fallen und Streichen ist weiterhin diesem Tonschiefer ein ca. 170—180 m mächtiger Quarzitzug eingelagert, der auf beiden Seiten des Tales von Airan am Gehänge weithin verfolgbar ist und bis an das Westportal des Großen Tunnels reicht. Die Strecke begleitet der Quarzit von km 502,100 bis km 502,800. Da das Einfallen (bei km 502,100 an der alten Befestigungsmauer) unter 45° geneigt ist und die Richtung der Linie hier ziemlich genau W—O gerichtet ist, ergibt sich als absolute Mächtigkeit des Quarzites ca. 170—180 m.

Dem Quarzit sind — besonders bei km 501,100—501,200 — grobe Konglomerate mit weißen Quarzgeröllen eingelagert. Auf

die große Festigkeit und die vorzügliche Eignung des Quarzites für Werkstücke wurde schon hingewiesen.

b) Der Große 5 km-Tunnel bei Bagtsché (Airan-Entilli) und der Ostrand des Ghâb (Profiltafel XXIV).

Aufschluß über die im Tunnel zu erwartenden Gesteine und Wasserzuflüsse gewährt die genaue Untersuchung des Gebirges über der projektierten Tunnelachse. Der Aufstieg von Airan über dürftige Felder zeigt zunächst den allgemein verbreiteten grünen und roten, untersilurischen Tonschiefer nebst Quarzitgeröllen bis zu einer Höhe von 1080 m. Bei 1120 m — wo ebenfalls roter Tonschiefer in losem Zustand sichtbar ist — wird ein genau über der Tunnelachse liegender Punkt erreicht. Aber erst in einer Höhe von 1200 m ist das erste anstehende Gestein sichtbar, dessen Lagerungsverhältnisse gemessen werden konnten (Punkt 1 der Karte).

Punkt 1. Der Quarzitschiefer streicht bei 1200 m ONO—WSW (genau N 71° O) und fällt unter 45° nach NNW.

Punkt 2. An dem Triangulationspunkte H bei km 504,120 stehen rote Tonschiefer mit Quarziten an. Streichen N 39° O—S 39° W, Fallen nach NW unter 52°.

Dieser Tonschiefer würde — unter Voraussetzung einer gleichmäßigen Fortsetzung des Einfallens nach der Tiefe zu — in dem Tunnel selbst — in einem Abstand von 1110 m vom Nordportal angetroffen werden.

Man erkennt etwas östlich von Punkt 2 (H) deutlich, daß das Streichen der Quarzitlager und die Schieferung sich unter spitzem Winkel schneiden. Die Quarzitlager, d. h. die normale Schichtung, streichen NO—SW (genau N 39° O) und fallen nach SO unter 45° ein. Die Schieferung der roten Griffelschiefer ist ungefähr vertikal und streicht N 47° O—S 47° W. Die Quarzitschiefereinlagerungen im roten Griffelschiefer wiederholen sich noch zwei- bis dreimal.

Es ergibt sich, daß die Schichten andauernd nach SO fallen, während die Schieferung unter 35° bzw. unter andern Winkeln nach NW geneigt ist.

Punkt 3. Rote, in verschiedenen Richtungen geschieferte Tonschiefer. Streichen N 22° O—S 22° W, Fallen scheinbar nach OSO unter 22°.

Punkt 4. Vor Punkt 4 wird eine Halde von Quarzit überquert, dann wieder roter Schiefer, dessen Schieferung N 63° O

streicht und unter 53° wiederum nach NW einfällt. Diese Schicht trifft den Tunnel 1,670 km vom Nordportal. Die Schieferung ist auch hier offenbar von der Schichtung verschieden.

Punkt 5. Die im Gehänge deutlich hervortretenden Bänke von geschichteter grob- und feinkörniger Grauwacke streichen N 65° O, d. h. ziemlich genau ONO, und fallen unter 65° ein. Die Orientierung ist hier vollkommen sicher.

Auch weiterhin wechseln die vorwiegenden Tonschiefer mit untergeordnetem Quarzitschiefer ab.

Punkt 6. Streichen N 40° O. Einfallen fortgesetzt NW 60°.

Unter Punkt 7 ist, wie einige weithin am gegenüberliegenden Abhang verfolgbare Bänke zeigen, die vertikale Stellung der Quarzitschichten annähernd erreicht. Das Einfallen ist unter 74° nach NW gerichtet. Streichen N 38° O. Die Quarzitbank von 7 ist in dem Tunnel als Pyritquarzit entwickelt.

Eine auch im Sommer reichlich fließende Quelle deutet darauf hin, daß hier, d. h. in der Zone der vertikal aufgerichteten Quarzitbänke, d. h. bei oberflächlich km 505,180 — im Tunnel in 2275 m Entfernung vom Nordportal —, reichliche Wasserzuflüsse eintreten werden.

Die Tunnelsohle liegt 530 m tiefer als die Oberfläche. Die Quelle besitzt nach Schätzung 12° C. Die Temperatur unter Tage wäre also auf 28° zu schätzen. Die wasserführenden Quarzitbänke werden vielleicht in einem Abstand von 2.275 km vom Nordnordwestportal angetroffen.

Auf den nächsten 4—500 Metern sind keinerlei Aufschlüsse, weder auf der ausgeholzten Achse des Tunnels, noch auf den anliegenden Hängen sichtbar. Die Bestreuung der Hänge mit Quarzitgeröll hält an; eine Vergleichung der über und unter Tage sichtbaren Schichten wird durch die horizontale Form der Falten sowie durch das Fehlen brauchbarer Aufschlüsse am Bergfuß erschwert.

Beim weiteren Aufstieg treten die fast senkrecht aufgerichteten Quarzitschichten von Punkt 7 als geradlinige Klippen von 8 m Höhe zutage. Die Erhebung des Göwdje dagh, der das Joch über der Tunnelachse um ca. 300 m überragt, beruht, wie der Augenschein lehrt, ausschließlich auf der größeren Widerstandsfähigkeit der Quarzite. Das Joch, das der Tunnelachse entspricht, setzt sich daher, wie die Gebirgsformen zeigen, vorwiegend aus Tonschiefer zusammen.

Punkt 8. Auf der Jochhöhe (in 1350 m) ändert sich das Einfallen und das Streichen. Streichen N 60° O, also fast genau ONO, Einfallen NNW unter 25°.

Es wäre nun denkbar, daß das Einfallen von Punkt 8 in der Tiefe steiler wird, und daß die Quarzitbänke 7 und 8 ident sind und in dem Tunnel infolge der horizontalen Faltung zusammenhängen.

Punkt 8b. Weiter abwärts tritt am Osthang eine etwa 3 m mächtige Quarzitlage mit NO-Streichen in dem vorherrschenden Tonschiefer zutage. Das Einfallen ist unter 26^{0} nach NW gerichtet.

Beim Abstieg nach O beweist die außerordentlich dichte Blockbestreuung der Hänge, daß die auf der Jochhöhe anstehenden, verhältnismäßig mächtigen Quarzitlager nach der Verwitterung der umgebenden Tonschiefer in großer Menge hinabgerollt sind.

Die Quarzite wechseln häufig mit Grauwackenkonglomerat ab und sind von Quarzgängen durchzogen; beide Umstände erhöhen ihre Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Verwitterung.

Ein isoliertes graues Kalkgeröll in 11—1200 m Höhe deutet auf das Vorkommen von eocänem oder miocänem Kalk hin. Doch lassen die undeutlichen organischen Durchschnitte keine Altersbestimmung zu.

Unterhalb der von Quarzitgeröll bedeckten Fläche zeigt die Bahntrasse selbt keine Aufschlüsse im anstehenden Gestein.

Punkt 9. Indem man von der Tunnelachse in westlicher Richtung ausbiegt, erreicht man einen aus gleichmäßigen dünnschichtigen, ebenflächigen Tonschiefern bestehenden Grat, in dem die Schichten N 20^{0} O streichen und nach ONO einfallen. Der Einfallswinkel beträgt 30—40^{0}. Man übersieht von diesem Punkt das Gelände bis zum Tunnelausgang und entnimmt schon aus der Form der sanftgerundeten, mit Eichen und Stechpalmen bestandenen Gehänge, daß hier nur reiner Tonschiefer ohne Einfügung von Quarzgestein ansteht.

Das flache, 30^{0} betragende Einfallen bürgt ferner dafür, daß diese Tonschiefer noch weit in den Tunnel hineinreichen. Die direkte Entfernung bis zum Tunnelmundloch beträgt 1400 m. Unter Berücksichtigung des sehr flachen, dauernd beobachteten Einfallens läßt sich annehmen, daß der Tonschiefer auf etwa 2 km vom südlichen Tunnelportal anhält.

Punkt 10. 900 m vom südlichen Portal entfernt, biegt das Streichen fast genau in die Nordsüdlinie um, verläuft also parallel zu dem großen tektonischen Graben des Ghâb.

Das Fallen ist nach O gerichtet und beträgt 50—60^{0}.

Unmittelbar auf der Tunnelachse ist das Streichen NW

oder N 40° W, das Einfallen 25° NO, bei dem flachen Neigungswinkel sehr unbestimmt.

Punkt 11. Streichen N 10° O, Einfallen O 24°. Die Fortsetzung dieser Schicht, die beinah parallel der Tunnelachse streicht, wird im Tunnel nicht angetroffen.

Punkt 12 liegt, nachdem eine Masse von Griffelschiefer auf steilem Hang durchquert ist, in grauem, ebenflächigem Tonschiefer. Streichen N—S. Einfallen O unter 25°. Unmittelbar oberhalb eine dünne Lage von grauwackenähnlichem Gestein.

Punkt 13. Auf steilem Hang unmittelbar über der Strecke in typischem Griffelschiefer Streichen N 20° O—S 20° W. Einfallen O 47—48°. Das steile Einfallen ist hier deutlich, die Streichrichtung hingegen nur unsicher bestimmbar.

Punkt 14. Gleichmäßig bläulicher Tonschiefer, Streichen N 10° O. Einfallen 27° O; 300 m vom östlichen Portal.

Punkt 15. 200 m vom Osteingang stehen senkrecht über der Tunnelachse dünnschichtige. ebenflächige, schwarze Tonschiefer fast vertikal und streichen N 28° O. Die genaue Messung ergab ein Einfallen von 80° nach O.

Der Tunneleingang ist nicht als Richtungsstollen, sondern als Sohlenstollen der definitiven Trasse angesetzt und war am 21. November 1911 140 m weit vorgetrieben.

Die Befahrung des Tunnels am Osteingang ergab zunächst einen etwa 15 m hohen Anschnitt im Verwitterungslehm und Gehängeschutt.

Bei m 6 vom Eingang wird ein 12 m mächtiger Gang eines graugrünen Eruptivgesteins angetroffen.

10 m vom Eingang beobachtet man einen stark klüftigen, ebenflächigen, vertikal aufgerichteten Tonschiefer, der etwa N 40° O streicht.

Bei m 11 hellgrauer Quarzit mit Gangquarz.

Bei 40 m vom Eingang ebensolche Quarzite N 40° O—S 40° W vertikal.

Bei 80 m ein dünnflächiger Schieferton, der sehr blättrig ist. Streichen N 19° O, Fallen 75—80° nach W.

Bis vor Ort bleibt der zähe Charakter des fast vertikal aufgerichteten, starkklüftigen und daher ziemlich stark wasserführenden Schiefertons der gleiche.

Ergebnisse des Ausbaus des Haupttunnels von Bagtsché.

Die Durchführuug des Tunnelbaues (Vergl. Profil Taf. XXIV) bestätigte meine Annahmen über die zu erwartenden Gesteine, insofern nur untersilurische Tonschiefer, Quarzite, und ver-

schiedene Quarzitschiefer angetroffen wurden. Das Profil Taf. XXIV zeigt ausgeprägte, teils liegende, teils schräg verlaufende Falten und einzelne Verwerfungen. Wie über Tage schneiden sich Schieferung und Schichtung unter spitzen Winkeln. Tektonisch von Interesse ist die starke Temperaturzunahme des Wasserzuflusses an dem der westlichen Randspalte des Gâb genäherten Südsüdostportal. (Vergl. die Begleitworte.)

An Versteinerungen beobachtete Herr Oberingenieur Morz nur in einem Bacheinriß von km 502.5/7 das Vorkommen einer — von ihm als *Sphenopteris* gedeuteten — Versteinerung. Die von mir als *Acaste sp.* und *Fraena* (*-Bilobites*) bestimmten Untersilurreste stammen von km 497,680 bezw. km 499,257. Bei dem Gleichbleiben der Gesteine zwischen Bagtsché und Entilli dürfte am Untersilur-Alter der im Tunnel durchfahrenen Schichten kein Zweifel bestehen.

Die kürzeren Tunnels und der Viadukt bei Entilli.

Zwischen dem Haupttunnel und dem 500-Meter-Tunnel bei Keller erheischen zwei kürzere Tunnels und ein 170 m langer Viadukt eine Besprechung, da sie sämtlich in unmittelbarster Nähe der großen westlichen Bruchspalte des Ghâb auszuführen sind. Die beiden Tunnels waren zur Zeit meiner Besichtigung bereits in Angriff genommen. Sämtliche Objekte haben den paläozoischen Tonschiefer oder ein ihm eingelagertes Gestein (Quarzit oder Grünstein) als Unterlage.

Der kürzere 52-Meter-Tunnel ist bei km 508,270, also in geringer Entfernung von dem SSO-portal des Haupttunnels vorgesehen und in Angriff genommen. Dieser 52-Meter-Tunnel geht mit seinem Südportal fast unmittelbar in den anstehenden Tonschiefer hinein. Das Gestein zeigt bereits die senkrechte Aufrichtung, die an dieser Seite des großen Tunnels beobachtet wurde. Die Streichrichtung ist N 30° O—S 30° W. Unmittelbar über dem Tunnelportal wird ein Schichtenknick beobachtet, durch den eine etwa 6 m breite Zone Z-förmig abgeknickt erscheint. Jenseits des Knickes, d. h. im Osten beobachtet man teils senkrechte, teils südwärts geneigte Stellung bei wenig verändertem Streichen (Nordost-Südwest). Das Nordportal des 52-Meter-Tunnels zeigt einen vertikal gestellten, dunklen, ebenflächigen Tonschiefer, der N 45° O—S 45° W streicht.

Bei km 508,500 findet sich eingelagert im Tonschiefer ein Quarzitlager von einigen 60 m Breite. Die Streichrichtung kann nicht genau festgestellt werden, da zahlreiche Klüfte das Gestein

durchsetzen. An einigen Stellen konnte ich eine Absonderung in nordsüdlicher, an anderen eine solche in ostwestlicher und NO—SW-Richtung beobachten, ohne daß sich eine sichere Unterscheidung von Kluft- und Schichtrichtung feststellen ließ. Doch sei bei dem sonstigen Mangel an Bausteinen auf dieses jedenfalls sehr widerstandsfähige Material hingewiesen, dessen Beschaffenheit nur oberflächlich etwas durch die Verwitterung gelitten hat.

In dem Bacheinschnitt 150 m westlich von dem Hauptaufschluß wechsellagert der Quarzit in Bänken von verschiedener Mächtigkeit mit Tonschiefer und zeigt ganz flache Lagerung. Streichen N 10° W—S 10° O, Einfallen Ost unter 12—15°. Die Unregelmäßigkeit der Klüfte des Quarzitlagers erklärt sich aus dessen flacher Lagerung. Ein Steinbruch ist am besten dort anzulegen, wo die Zwischenlagerung von Tonschiefer die Gewinnung der Werkstücke erleichtert.

Zweiter Tunnel dicht bei Entilli. An dem Bergvorsprung zwischen den beiden Portalen des 300-Meter-Tunnels bei km 509 tritt ein grünliches, stark zersetztes Eruptivgestein auf, das voraussichtlich im Tunnel angefahren werden wird und aller Wahrscheinlichkeit nach einen guten Baustein liefert. Sonst ist überall in der Umgebung des 300-Meter-Tunnels nur Tonschiefer, und zwar in verrutschtem Zustande vorhanden. Der Voreinschnitt des Südportals stand zur Zeit meiner Besichtigung im verrutschten Tonschiefer, der von Lehm mit Kalkrinden überlagert wird.

Das Nordportal wird dagegen von einer mehrere Meter mächtigen Masse von Gangquarz gebildet, die bei meiner Anwesenheit bei 6 m Tiefe noch nicht durchfahren war. Nur die ersten 4 m des Voreinschnittes stehen in völlig zerquetschtem Tonschiefer.

Der Gangquarz ist großenteils rein und fest und dann als Stütze des Tunnelportals sehr geeignet. Weiter einwärts scheint ein zunächst schwacher Gehalt von Pyrit und Kupferkies (mit Malachit) zuzunehmen. Während der Besichtigung wurde in dem braunen, aus lockerem Gangquarz und Eisenocker bestehenden Gestein gearbeitet, das durch Zersetzung des Pyrits entstanden ist. Die Mächtigkeit des Quarzganges ist noch nicht festgestellt. Der Gang streicht O—W.

Bei km 510[1]) ist ein 170 m langer Viadukt auf Tonschieferunterlage projektiert, der von dem Gebirgsrand, d. h. dem Verlauf der großen westlichen Bruchspalte des Ghâb, nur 700—800 m entfernt liegt.

---

[1]) Nahe den Ruinen von Sendjirli.

Der 500-Meter-Tunnel zwischen Keller und Entilli.

1. Nordportal. Der Tonschiefer ist griffelartig in verschiedenen Richtungen zerklüftet, der Abhang ist infolgedessen mit einem dicken Mantel zerquetschten Gesteins bedeckt.

Im Voreinschnitt ist an einer nicht ganz deutlichen Stelle ein Streichen in N 40° O—S 40° W und nordwestliches Einfallen unter 54° zu beobachten. Doch zeigt die Lagerung eine vollkommen wellenförmige Verbiegung. Nur die Streichrichtung dürfte ungefähr der allgemeinen Lagerung entsprechen. Das Gestein am Eingang ist sehr wasserdurchlässig und bei Regen zu Rutschungen geneigt. Die Eingangsstelle ist sehr ungünstig gewählt. Durch eine Verlegung des Portals um etwa 20 m nach Osten würden die Rutschungen zum großen Teil beseitigt werden, da hier der nach außen wirkende Druck des Gebirges durch einen kleinen Einschnitt aufgehoben wäre.

2. Südportal. Das Südportal des 500-Meter-Tunnels ist in einem blaugrauen, sehr stark zerklüfteten, bröckligen, ursprünglich halbkristallinen Kalk begonnen worden. Der Kalk hat keine deutlichen Versteinerungen geliefert und scheint dem Tonschiefer mit schrägem Einfallen aufgelagert zu sein. Die Beobachtungen ergaben infolge der starken Zerklüftung des Kalkes keine sicheren Ergebnisse: unterhalb des Südportales scheint flache, aber ziemlich unregelmäßige Lagerung den Kalk zu beherrschen. In dem Voreinschnitt des Tunnels waren die Arbeiten am 21. November 1911 noch nicht über die oberflächlich stark verwitterten Lagen des Kalkes in die Tiefe vorgeschritten.

Auch weiter aufwärts sind in der Tunnelachse deutlichere natürliche oder künstliche Aufschlüsse nicht vorhanden, so daß über die Beschaffenheit der im Tunnel anzutreffenden Gesteine nur Vermutungen möglich sind. Man beobachtet über der Tunnelachse folgendes:

Über die Hälfte des Berges, den der Tunnel durchbohrt, reichen von Norden her verwitterte Schieferbröckchen. Dann folgt zunächst in nicht unerheblicher Ausdehnung rot gefärbter Gangquarz ebenfalls in losen Trümmern, der sich weiter abwärts (also in südlicher Richtung) mit Kalkblöcken vermengt. Erst in einer Entfernung von ca. 100 m vom Südportal ist graublauer, bröckliger Kalk anstehend zu beobachten, der Kieselknollen sowie ganz undeutliche Durchschnitte von organischen Resten enthält (? Alttertiär oder Oberkreide).

Berücksichtigt man die unterhalb des Südportales sichtbare flache Lagerung, so wäre es nicht unwahrscheinlich, daß der graublaue, tonfreie Kalk eine wenig mächtige Decke im

Hangenden des vorherrschenden Tonschiefers bildet. Geht man von dieser Annahme einer wenig mächtigen Kalkdecke aus, so wäre auch Wasserzudrang in dem Tunnel nicht zu erwarten Der Tunnel würde dann in seiner überwiegenden Länge den im Nordportal aufgeschlossenen, leicht zu bearbeitenden und gegenüber der Erdbebenwirkung widerstandsfähigen Tonschiefer durchörtern.

Für die Beurteilung des Tunnels sind auch die außerhalb der Achse, d. h. die beim östlichen Herumreiten um den Berg gemachten Beobachtungen von Wichtigkeit. Hier stehen nun nicht weit von dem nördlichen Portal tonige oder mergelige, dunkel gefärbte Kalke an, die sehr steile Aufrichtung zeigen. Das Streichen ist N 55° O—S 55° W, das Einfallen unter 74° nach NW gerichtet. In geringerer Entfernung vom Nordportal beobachtet man vollkommen senkrechte Aufrichtung, und noch weiter nördlich ändert sich das Streichen und stellt sich annähernd parallel zu der großen, wenig entfernten Bruchspalte: das Streichen ist N 15° O—S 15° W, das Einfallen ist unter 76° nach O gerichtet. Diese steil aufgerichteten, tonigen, fossilleeren Kalke scheinen von den graublauen, tonfreien Kalken des Südportals sowohl in der Zusammensetzung wie in der Lagerung verschieden zu sein, und die Vermutung liegt nahe, daß eine etwa N—S verlaufende Störung die im O anstehenden. steil aufgerichteten Kalke von den Tonschiefern und ihrer Kalkdecke im W trennt. Der Tunnel verläuft, wie es scheint, in den Schiefern. Aber in dem durch die Natur schlecht aufgeschlossenen Gelände würde eine sehr große Zahl von Schurflöchern nötig sein, um die Beschaffenheit der in dem Tunnel zu erwartenden Schichten mit Sicherheit anzugeben.

Für den untersuchenden Geologen ist der 500-Meter-Tunnel von Keller der einzige der ganzen Linie, über dessen Schichtenbau angesichts der Verworrenheit der Lagerungsverhältnisse und der Unzulänglichkeit der Aufschlüsse nichts Bestimmtes ausgesagt werden konnte.

Die grauen Kalke des 500 m langen Tunnels streichen am Abhange nahe dem westlichen Grabenbruch von N 60° O nach S 60° W und fallen nach SO unter ca. 50°.

Der Kalk steht gegenüber von den hethitischen Sendjirli-Ruinen an und reicht zunächst bis auf den kleinen Paß von Keller.

An dem zweiten niedrigen Paßübergang von Keller besteht das Gebirge aus Kalk, der aber von mächtigen Anhäufungen von dichtem Kalkschutt bedeckt wird: die niedrige Erhebung im Osten besteht, wie es scheint. nur aus Kalkschutt mit Travertin.

Das Stationshaus von Keller steht auf steil aufgerichtetem Kalk, der N 58° O streicht und ebenfalls sehr steil nach SO fällt. Bei Keller öffnet sich die Aussicht auf die weiten Lavadecken der Ebene von Islayé.

Von km 510,3 bis 518 blauer Kalk, der zuerst N 60° O —S 60° W streicht und steil SO einfällt. Die Trasse verläuft also bis km 518 im Gestein; die Römerstraße (vgl. KIEPERTsche Karte) bildet die Grenze zwischen dem Kalk und den die Senke ausfüllenden Laven. Die Hügel dicht im O bei Keller sind jedoch aus Kalk zusammengesetzt.

Die Ebene von Keller bedeckt sich nach schneereichen Wintern mit Wasser, das bis 3 m Höhe erreicht. Die Bahn bleibt auf den Schuttkegeln am Gebirgsfuß, um diese Überschwemmungsgefahr zu vermeiden.

3—4 km hinter Islayé tritt im W das Kalkgebirge des Giaur dagh mit steil nach Osten abfallenden Schichten deutlich hervor. Reste kleiner Lavadecken bedecken den Fuß des Ruinenberges von Nikopolis (unmittelbar oberhalb von Islayé). Weiterhin auf den Schuttkegeln zahlreiche Quarzitgeschiebe, die auf eine Herkunft aus entfernteren Teilen des Gebirges hindeuten. In der Ebene erheben sich vulkanische Hügel. Die Vulkanberge zeigen stark denudierte Oberfläche.

Das Ghâb, der nördliche Ausläufer des syrischen Grabens.

Wie der kilikische und kappadokische Tauros durch die Tekirsenke, so sind Amanos und Kurd dagh durch den Einbruchsgraben des Ghâb getrennt. Allerdings beruht die Ähnlichkeit der beiden NNO streichenden Einbrüche mehr auf morphologischer als auf geotektonischer Übereinstimmung. Die Tekirsenke ist wesentlich älter, da sie von braunkohlenführenden, oligocänen Süßwasserbildungen erfüllt wird, und sie ist ferner frei von Eruptivgesteinen. Die Entstehung des wesentlich breiteren, von Lavadecken und Kraterruinen erfüllten Grabens des Ghâb gehört dem jüngsten Tertiär an und ist, wie die Erdbeben beweisen, noch nicht zum Abschluß gelangt. (Taf. XXIII.)

Endlich bildet das Ghâb, wie BLANCKENHORN und SCHAFFER nachgewiesen haben, den letzten, in die taurischen Ketten eingreifenden Ausläufer der großen syrisch-ostafrikanischen Gräben. Trotz mancher ausgeprägten Verschiedenheiten bleibt doch die Ähnlichkeit bestehen, daß sowohl das Ghâb wie der Tekirgraben zwei auch sonst verschieden gebaute Gebirgszonen voneinander scheiden. Der Giaur dagh besitzt durch das Nebeneinandervorkommen jüngerer und älterer Sedimente eine gewisse Ähnlichkeit mit der kappadokischen Zone, dem Bulgar dagh.

Doch ist die Übereinstimmung viel weniger ausgeprägt wie zwischen dem kilikischen Tauros und dem Kurdengebirge. Die Ähnlichkeit besteht vor allem darin, daß sich Hochgebirgsformen im Bulgar und Dül dül dagh nur dort ausbilden, wo paläozoische, im Mittelalter der Erde steil aufgerichtete Kalke Kämme und Gipfel bilden. Allerdings sind diese Hochgebirgsformen im Amanos auf die beiden Gipfel des Dül dül dagh beschränkt; im kappadokischen Tauros besitzen die Kalkkämme im Bereiche des Bulgar dagh, Giaur Jaila dagh und Karendja dagh wesentlich größere Ausdehnung und Höhe.

Eruptivgesteine verschiedenen Alters sind überall mit den paläozoischen Bildungen verbunden. Altpaläozoische Schiefer besitzen in der nordwestlichen Hälfte der kappadokischen Zone sowie im Amanos am Bagtsché-Tunnel große Ausdehnung und Mächtigkeit. Die Unterschiede der beiden Gebirgszüge prägen sich besonders in der Entwickelung jüngerer cretacischer und eocäner Schichten aus. In dieser Hinsicht ist die geologische Untersuchung beider Gebirge noch lange nicht abgeschlossen. Aus dem Amanos und dem Tauros sind eocäne Nummulitenkalke bekannt. Bei Bulgar maaden finden sich diese Gesteine nach F. SCHAFFER, und bei Osmanié im Giaur dagh beobachtete ich sie in inniger tektonischer Verfaltung mit Serpentinen.

Serpentine und Gabbros spielen überhaupt im Amanos eine wesentlich bedeutendere Rolle als im Bereiche der entsprechenden taurischen Zone.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen Tekirsenke und Ghâb besteht endlich darin, daß die Kreidekalke gegenüber von Missaka auf die andere Seite des Ghâb hinüberreichen, wo sie aus der Gegend der Klöster Eckbes und Scheckly bis zu dem 500-m-Tunnel bei Entilli verfolgt werden konnten. Ganz ähnliche Kreidekalke sind auch im Tauros nachgewiesen. Die Verschiedenheit der nordwestlichen Flanke des Amanos und Tauros ist leichter verständlich.

Die Sohle des Ghâb-Grabens ist mit mannigfachen Eruptivgebilden bedeckt, über die ich einige Einzelbeobachtungen machen konnte: Auf der westlichen Bruchspalte beobachtete ich Lavadecken vor allem bei dem Dorf Harackly und in dem gleichnamigen Tal. In dem ausgedehnten, aus blockförmig abgesonderter, blasenreicher Lava bestehenden Eruptionsfeld befindet sich ein interessantes kleines Maar von ovalem Umfang, 6 m Tiefe und 25 m : 20 m größtem bzw. kleinstem Durchmesser.

Die denudierten Vulkanruinen der östlichen Bruchspalte erheben sich ca. 300—400 m über die 400 m hohe Talsohle.

Die von dem weiter reichenden Kalkgebirge stammenden Geschiebe enthalten viele Kieselknollen und entsprechen demnach auch petrographisch dem nordsyrischen mittleren Eocän Blanckenhorns.

Einer posthumen Eruptionsepoche gehört etwas weiterhin ein ca. 30 m hoher, rd. 120 m im Durchmesser haltender Aschenkrater an, der seine Form bewahrt hat, aber etwas abgerundet und vollkommen angepflanzt ist. In dem großen Dorfe Harackly ist durch den deltaförmigen Schuttkegel eines großen Trockentales die vulkanische Zone lokal unterbrochen. Der Kalk tritt direkt an die Ebene. Doch erheben sich jenseits wieder vulkanische Berge mit vollkommen denudierter Oberflächenform.

Die Kreidekalke sind bei Harackly flachgelagert. Von Harackly bis Scheckly reicht, abgesehen von einem Eruptionskegel bei Harackly, der flachlagernde Kalk bis an die Ebene. Dolinenerze sind häufig. Scheckly liegt in einem kurzen Quertal.

Stadt und Kloster Ekbes stehen auf vertikal aufgerichteten Kalkschichten der Oberkreide, die N 35° O—S 35° W streichen. Ausgedehnte Terrassenschotter ermöglichen den ausgedehnten Anbau aller Feldfrüchte.

Von Scheckly nach Ekbes bewegt sich der Weg wesentlich in nördlicher Richtung durch den Kreidekalk.

Das Kloster Ekbes steht auf der westlichen aus Kreidekalk bestehenden, stark dislozierten Randscholle des großen Einbruchgrabens. Außer den Kalken sind Mergel ebenfalls in steiler Stellung (Str. N 25° O — S 25° W, Fallen OSO unter 70°) am Wege nach Kara baba aufgeschlossen. Nach 25 Minuten von Ekbes wird am gleichen Wege Serpentin beobachtet, beim Abstieg in das Bruchfeld folgt noch einmal eine sehr schmale Zone grauen Kalkes und dann der von Travertin (Kalktuff) durchsetzte Schuttkegel.

Nach dem Abstieg von Ekbes in die Karasu-Ebene trifft man nach $^1/_2$ Stunde ruhigen Reitens — d. h. 4—$4^1/_2$ km von Ekbes entfernt — mitten in der Ebene einen künstlichen Hügel (Tell); auf ihm liegt das kleine Kurdendorf Tschekli Ekbes, wahrscheinlich an Stelle einer hethitischen Ansiedelung.

1 km weiter östlich beginnen ebenfalls noch mitten in der Ebene die ausgedehnten jungen Lavafelder, die sich von hier 60 km in südlicher Richtung verfolgen lassen. Die Oberfläche zeigt die typischen Formen der Fladenlava und darunter säulenförmige Absonderung.

Spalten durchsetzen die hier und da unregelmäßig aufgewölbte Lavaoberfläche in den Richtungen N 30° O und N 38° W.

Die junge Fladenlava, die nur hier und da niedrigen Baum-

wuchs aufweist, reicht bis zu dem Aschenhügel Aptepe, der sich etwa 40 m über die Lavafelder erhebt und genau 2 Stunden — d. h. 11—12 km — östlich von Ekbes liegt.

Hier befand sich offenbar die Hauptausbruchsspalte der jüngeren Fladenlaven. Das fortgesetzte Ansteigen der Lavadecken und das Auftreten tiefer und ausgedehnter senkrechter Abbrüche bei dem Hügel spricht für die jugendliche Entstehung dieser Fladenlaven, deren Ausbruch vielleicht nur einige 1000 Jahre zurückliegt. Weiterhin, d. h. 12 km östlich von Ekbes, beginnen ältere Lavafelder, deren Oberfläche bereits stark verwittert und mit stattlichen Eichenbäumen der lorbeerblättrigen Art bedeckt ist. Diese Lavafelder sind, ebenso wie die weiter südlich folgenden ausgedehnten höheren Vulkanruinen, auf der Eisenbahnkarte als durchlaufendes Plateau bezeichnet. Weiter östlich folgt die lehmige, wenig ausgedehnte Alluvialebene des Karasu, und über der östlichen Bruchspalte erheben sich Kreidekalke, welche mit den bei Scheckly beobachteten Gesteinen übereinstimmen. Das Einfallen scheint hier unter ca. 30^0 gegen West gerichtet zu sein, d. h. die Kalke scheinen sich an der Eisenbahnlinie zwischen km 550—566 nach der Karasu-Ebene abwärts zu neigen. Der Kalk ist stets von Dolinenerzen bedeckt. Die Ansiedelung und das Sektionshaus von Kara baba („schwarzer Vater") liegen auf Serpentin, der hier wie bei Ekbes mit dem Kreidekalk verknüpft ist.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die mächtigsten Lavadecken in der Mitte des Grabens liegen, aber aus den Randspalten hervorgedrungen sind. Die Jugendlichkeit der Oberflächenformen der Lavadecken bei Aptepe sowie der Aschenkegel und der kleine Explosionskrater bei Harackly-Kaltanne deuten auf eine sehr jugendliche Entstehungszeit der letzten Ausbrüche hin, denen die Fortdauer der Gebirgsbewegungen, d. h. der Erdbeben bei und südlich von Entilli entspricht. Die Versumpfung der Ebene des Karasu, die im Altertum der Mittelpunkt eines bis 700 vor Chr. bestehenden Hethiter-Reiches war, ist vielleicht auf die im Gefolge der Ausbrüche eintretende Veränderung des Gefälles in der Ebene zurückzuführen.

Die Jugendlichkeit der letzten Ausbrüche ist — soweit die Oberflächenformen in Betracht kommen — etwa vergleichbar mit der Entwickelung der in der Katakekaumene im SW Kleinasiens von Philippson beobachteten Verhältnisse. Nehmen wir dagegen an, daß die Bewohnbarkeit der Grabensohle durch die im Gefolge junger Ausbrüche eintretende Versumpfung aufgehoben wurde, so könnten die letzten Ausbrüche sogar in die

zweite Hälfte des ersten Jahrtausends unserer Zeitrechnung fallen, d. h. in die Zeit des Niederganges der Araberherrschaft, aus der nur dürftige historische Nachrichten vorliegen. Das frische Aussehen der letzten, jüngsten Lavadecke läßt eine 1000 – 1200 Jahre zurückliegende Entstehung recht wohl möglich erscheinen[1]).

VI. Das Kurdengebirge. (Taf. XXIII.)

Allgemeines.

Das Kurdengebirge ist die letzte Erhebungszone des taurischen Systems, welche die Eisenbahn vor ihrem Eintritt in die nordmesopotamische Hochfläche durchschneidet. Mit der geringeren Höhe der aus verkarstetem Kreidekalk bestehenden Berge wird auch der Niederschlag und damit die Waldbedeckung geringer als in dem dem Meere näheren Giaur dagh. Wenn trotzdem das Kurdengebirge im ganzen besser bevölkert ist als der Giaur dagh, so sind hieran die Verfolgungen schuld, welche die christlichen Armenier (Giaur) von ihren kurdischen Bedrängern seit Jahrhunderten erlitten haben. Einen Schutz der Christen bildeten seit jeher die beiden von französischen Mönchen gegründeten und bisher unter französischem Schutze stehenden Klöster Eckbes und Scheckly am Giaur dagh. Besonders das letztgenannte, in gesicherter Lage befindliche Asyl hat während der letzten Armenierverfolgungen im April 1909 Hunderten von Christen Obdach und Schutz gewährt.

Die Kurden sind zwar blutdürstig, aber keineswegs von unbeugsamem Mut beseelt, sondern vielmehr nur in der Überzahl und gegen Wehrlose tapfer. Als im April 1909 die Forderungen der Kurdenführer auf Auslieferung der Flüchtlinge immer dringlicher wurden, kam der Prior von Scheckly auf den guten Gedanken, ein paar alte eiserne Ofenröhren als „Kanonen" in die oberen Fenster des Klosters einzubauen. Dieser schreckliche Anblick genügte, um die Kurdenscharen in die Flucht zu schlagen.

In dem Kloster Eckbes, dessen Umgebung durch den Fleiß der Trappisten zu einer Kultur-Oase umgeschaffen ist, wird der zoologisch interessierte Reisende in dem Pater Bergmanns, dem einzigen hierher verschlagenen Deutschen, unter den Mönchen einen ganz hervorragenden Beobachter und Sammler kennen lernen. Wenngleich sich sein besonderes Interesse der

[1]) Leider konnte ich dieser interessanten Frage nicht mehr die nötige Muße widmen. Als ich das Ghâb durchzog, war die Jahreszeit — Ende November — schon weit vorgeschritten.

Insektenwelt zugewandt hat, so werden doch auch Säugetiere und Vögel gesammelt und präpariert. Ich sah dort z. B. Felle von Steinmardern, Mungos, Dachsen sowie die wohl präparierte Decke eines soeben erlegten Leoparden.

Die beiden parallelen Ketten des Amanos, der Giaur dagh und Kurd dagh, haben viele Ähnlickeit mit der südlichen Hauptzone des Tauros, die ich als die kilikische bezeichnet habe. Die östliche, jüngere Zone des Amanos, das Kurdengebirge, weicht in ihrer Gesamtrichtung von dem Streichen des kilikischen Tauros nur wenig ab.

Letzterer besteht — wie der Giaur dagh — wesentlich aus Kreide, alttertiärem Serpentin und einem paläozoischen Kern. Auch die Beschaffenheit des den östlichen Fuß bildenden Tertiärs ist nur wenig von den gleichaltrigen Bildungen des kilikischen Tauros verschieden. Nur ist die Höhe des Kurd dagh ganz wesentlich geringer als die der entsprechenden taurischen Zone.

Trotz aller Ähnlichkeiten bestehen gerade in der jüngeren Entwickelung des Tauros und Amanos auch wichtige Unterschiede: Das beide Doppelketten begrenzende Tertiär gehört — soweit es marinen Ursprungs ist — durchweg dem älteren Miocän, genauer der II. Mediterranstufe an, ist aber überall verschieden entwickelt. Insbesondere ist das Tertiär am Taurosgehänge eruptivfrei, am Amanos dagegen von zahlreichen Basalt- und Tuffgängen postmiocänen Alters durchsetzt. Im ganzen zeigt der Südabhang des Tauros überall geringfügige oder gar keine Dislokationen.

In Kilikien sind dagegen die marinen Miocänbildungen z. T. gestört und neigen sich gleichmäßig vom Gebirge nach dem Meere zu abwärts, andererseits schmiegt sich dem Südostabhang des Amanos zwischen Ock deré und Katma das horizontal liegende Tertiär an. Die wellenförmige Lagerung der Kalke mit *Ostrea digitalina*, *Pecten Besseri* und *Pecten sub-Malvinae* hängt in der Gegend von Aleppo bei der Station Muslimié und an der großen, nach der Hauptstadt führenden Heerstraße wohl mehr mit den jüngeren nordsyrischen Dislokationen zusammen. Dagegen ist der Nordwestabhang des Amanos zwischen Osmanié, Jar baschi und Harunje durch ziemlich bedeutende, bis zur steilen Stellung gesteigerte Dislokationen der miocänen Mergel und Konglomerate ausgezeichnet. Im ganzen findet also ein ausgeprägtes Abflauen der Gebirgsbildung nach außen, d. h. nach Südosten statt, und dem entspricht auch die Höhenentwickelung der Gebirgszonen: Der Tauros ist höher als der Amanos, und dieser überragt wieder den Kurd dagh

um 500—700 m. Demgemäß ist das Miocän am NW-Hang des Amanos stark disloziert, an der SO-Abdachung des Kurd dagh dagegen gar nicht oder kaum gestört.

Den Ostfuß des Kurd dagh bilden verschiedenartige Gesteine des Miocäns, die jedoch nur 600—700 m Meereshöhe erreichen und vollkommen horizontal lagern. Am Tauros beobachtet man dagegen Tone und Kalke gleichen Alters, die flach vom Gebirge zur Ebene abfallen und mit diesem zu bedeutenden Höhen bis weit über 2000 m emporgehoben worden sind. Diese letzte pliocäne Hebung, welche das Kurdengebirge nicht betroffen hat, erklärt die gewaltige Höhe des kilikischen Tauros und das erhebliche Zurückbleiben des Kurdengebirges.

Abgesehen von dieser mehr das Vorland betreffenden Verschiedenheit lassen sich Aufbau und Begrenzung des Kurdengebirges ganz unmittelbar mit dem kilikischen Tauros vergleichen.

Das enge Tal des Ock deré im Kurdengebirge wird jederseits von flachlagernden, wenig undulierenden Kreidekalken eingeschlossen und erinnert dadurch vollkommen an die zu größeren Höhen sich erhebende Gegend von Kuschdjular und Altschak gedik. Auch hier läßt die Oberkreide des Tauros nur geringfügige Abweichungen von der horizontalen Lagerung erkennen. Am Ausgang der Ock-deré-Schlucht, südöstlich von Missaka, begegnen wir bereits flachen Neigungswinkeln und einem ausgesprochenen NO—NNO-Streichen der Kalk- und Mergelzonen. Dagegen stehen im großen Tunnel bei Radju-Missaka die gleichen Kreideschichten sogar vertikal und fallen dann weiterhin unter mehr oder weniger steilen Neigungswinkeln nach dem Graben des Ghâb, d. h. nach WNW ab. Wie am Kisil dagh erscheinen auch hier stark dislozierte Serpentine in inniger Verbindung mit den Kalken der Kreide. Die Gebirgsfaltung dürfte in beiden ähnlich gebauten Ketten am Anfang des Oligocäns oder am Schluß des Eocäns etwa gleichzeitig mit der Intrusion des Serpentins erfolgt sein. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Kurd dagh und dem Kilikischen Gebirge besteht jedoch in dem Auftreten karbonischer Kalke, die bei Belemedik und Yer köprü das Liegende der Kreide bilden und im Kurd dagh fehlen.

Einzelbeschreibungen.

a) Zwischen Kara baba und Radju.

Die ausgedehnte Eisenbahnstrecke zwischen Kara baba, welche durch den zwischen zwei Spalten eingebrochenen, das

Ghâb oder den Graben des Kara su (Melas[1])) führt, enthält keinerlei technische Schwierigkeiten, was bei der ausgesprochenen Erdbebengefahr dieses Einbruchsgebietes besonders hervorzuheben ist.

Der 130 m lange Tunnel von Kara baba schließt an seinem Nordportal eine unter 40—43° nach W geneigte, glatt polierte Rutschfläche auf, welche Kalk und Serpentin trennt. Der Tunnel biegt alsbald in den Kreidekalk ein, der nur senkrechte Zerklüftung, aber keine Schichtung erkennen läßt. Der ganz überwiegende Teil des Tunnels durchschneidet diesen Kalk; nur der südliche Voreinschnitt liegt — ebenso wie die Gebäude von Kara baba — wieder im Serpentin, dessen schiefrige, durch starken Gebirgsdruck bedingte Struktur einen sehr ungünstigen Untergrund bilden würde. Doch biegt gleich nach dem südlichen Voreinschnitt die Linie wieder in den Kalk der oberen Kreide, der von hier bis zur Grenze der Sektion Katma den Untergrund der Bahnlinie bildet. In den Einschnitten wird gewöhnlich roter Verwitterungslehm (Terra rossa) angeschnitten, während die durch Regen und nachherige Verdunstung des Wassers gebildeten Kalkrinden besonders dem Gehänge auflagern.

Über das Aufschüttungsmaterial bei Missaka. Das für Dammaufschüttungen geeignetste geologische Gebilde, ist das leicht zu bearbeitende, kreideartige Kalkkrusten-Gestein das sich in den Aufschüttungen selbst verfestigt und daher auch in der Mischung mit Terra rossa ein Material abgibt, das weder durch Unterspülung entfernt noch durch Erdbeben zerstört werden kann.

b) Der Viadukt im Trockental des Heré deré[2]) (bei Radju-Missaka).

Der Viadukt von 320 m Länge im Heré deré soll nach aufgestellten Projekten auf 6 Pfeilern fundamentiert werden. Es ergab sich für die Untersuchung die Aufgabe, festzustellen, ob für alle oder wenigstens einen Teil dieser Pfeiler eine Fundamentierung überhaupt möglich ist.

---

[1]) Beide Bezeichnungen deuten auf die schwarze Farbe der sumpfigen Strecken hin.

[2]) Deré = Trockental oder Winterfluß. Das cañonartig tief eingerissene Tal führt nur nach Regengüssen Wasser. Das Niederschlagsgebiet des Heré deré ist wenig ausgedehnt, und bedeutendere Wassermengen sind daher nur nach Wolkenbrüchen zu erwarten.

Die vorkommenden Gesteine und Bodenarten sind:

1. Grundgestein: harter, klüftiger Kreidekalk, der unter sehr steilem Einfallswinkel nach Südwest geneigt ist.

2. Über dem anstehenden Kalk lagern Kalkkrusten, d. h. Bildungen des Regens, die kreideartigen Charakter besitzen.

3. Terra rossa, roter, durch Verwitterung des Kalkes gebildeter, z. T. verfestigter Lehm, der von Roteisenstein (Dolinenerz) durchsetzt ist.

Für jeden Pfeiler wurden 4 Schurflöcher (a—d) bei 8 m Tiefe ausgehoben. Die Untersuchung ergab folgendes:

1. Widerlager, Seite Adana, Schurfloch a, 8 m Kalkkruste, darunter anstehender Kalk. Schurfloch b. mehr als 8 m in der Kalkkruste, darunter Kalk.

Pfeiler Nr. 1. Seite Adana. Punkt A. Keine Kalkkrusten, direkt unter der Terra rossa steht harter Kalk an mit ganz undeutlichem westlich geneigten Einfallen. Ausgeprägter ist die Klüftung: Streichen N 60° O—S 60° W, Einfallen der Klüfte SO 74°.

Punkt B. Pfeiler 1, Kalkrusten bei 4 m undurchbohrt.

Punkt C. Solides, klüftiges Gestein unmittelbar unter der Terra rossa, Kluftstreichen N 60° O, Einfallen der Klüfte 70—80° nach NW.

Punkt D. $1^1/_2$ m mächtiges Dolinenerz, dann solider Kalk.

Pfeiler 2. Steile Neigung der Schichten nach WNW d. h. in den Taleinschnitt hinunter. Der Neigungswinkel beträgt 60—70° talwärts.

Pfeiler 3 steht nahe der Tiefe des Wildbachs, ohne gerade der Sohle selbst zu entsprechen, und ist auf anstehendem Gestein oder verhärteter Terra rossa zu fundieren.

Pfeiler 4 würde auf steilem Hange und auf der Unterlage mächtiger Kalkkrusten zu stehen kommen.

Pfeiler 5 und 6 werden auf weniger mächtige Kalkkrusten oder auf direkt SW fallende Kalkschichten fundiert werden können. Das südwestliche Einfallen geht hier in den Berg hinein.

Aus einiger Entfernung beobachtet man, daß das das Einfallen der Schichten nicht einer gleichmäßigen Streichrichtung entspricht, sondern mantelförmig um die vorstehende Felsrippe herumgeht. Die Schichten fallen also von dieser Felsrippe allseitig in die Tiefe ab.

Der Tunnel am Sektionshause von Missaka. An dem Nordportal des 540 m langen Tunnels von Missaka stehen die ziemlich dünnplattigen Kalkschichten der Kreide auf dem Kopf und streichen von NO nach SW.

Das Südportal desselben Tunnels wird von massigen, sehr harten Kalken gebildet, die keinerlei Schichtung erkennen lassen und nur mit wenig Terra rossa (ohne jede Beimengung von Kalkkrusten) bedeckt sind. Der Voreinschnitt enthält Kalkkrusten, die in einer Tiefe von 8 m noch nicht durchstoßen wurden und in einer Ausdehnung von 50—60 m aufgeschlossen sind.

c) Emscher Mergel im Kurdengebirge bei Radju und Missaka.

Im Kurdengebirge werden die flach lagernden, d. h. nur unter ca. 20⁰ geneigten mächtigen Kalke der Oberkreide durch zwei Mergelzonen unterbrochen.

Die dürftigen, d. h. im Sommer nur spärlich Wasser liefernden und am Abend regelmäßig erschöpften Dorfbrunnen von Missaka und Radju sind an zwei solche Mergelzonen gebunden, und die eingehendere Untersuchung des Verlaufes dieser Mergelzonen ist geologisch wichtig und enthält einen Hinweis auf die für die Wassererschließung notwendigen Arbeiten.

1. Die erste Mergelzone, auf welcher die Sektionsgebäude von Missaka stehen, streicht von NO (bis ONO) nach SW, das Einfallen ist unter 20⁰ nach NW gerichtet.

Die Arbeiten für Wassererschließung sind somit einerseits nach NO, d. h. in der Richtung auf das Dorf Mammalu, andererseits nach SW, d. h. in der Richtung auf das künftige Stationsgebäude hin vorzutreiben. Anhaltspunkte gibt der am Herbstbeginn rasch versiegende Brunnen des kleinen Dorfes Missaka sowie ein in seiner Nähe befindlicher verschütteter Brunnen. Bei den in der Richtung nach NO auszuführenden Bohrungen ist davon auszugehen, daß die NW-Grenze der Mergelzone, d. h. ihre Oberkante, die besten Aussichten bietet.

Es ist wichtig, daß bei diesen Versuchsarbeiten die Mergelschicht nicht durchstoßen wird, da sonst eine dauernde Ableitung des Wassers in die liegenden durchlässigen Kalke erfolgen würde. Sobald in zwei Schächten innerhalb der NO—SW-Zone Wasser gefunden ist, empfiehlt es sich, diese beiden Brunnen durch einen horizontalen Stollen zu verbinden. Die bisher vorhandenen Brunnenschächte führen durchweg etwas Wasser.

Die NO—SW streichenden, aus Kalk aufgebauten Höhenzüge sind durch die Einsenkung der Mergelzone derart getrennt, daß der Kalk des südöstlichen Höhenzuges unter den Mergel einfällt und der des NW-Bergzuges ihn überlagert.

Die Möglichkeit, Wasser zu finden, ist also nur an der NW-Grenze der Mergelzone gegeben, wo das Dorf Mammalu auch tatsächlich Brunnen aufweist. Die Spärlichkeit der Wasserlieferung dieses Brunnens beruht darauf, daß das Dorf hoch oben auf dem Berge liegt, wo das Sammelgebiet dieses Brunnens räumlich sehr beschränkt ist. Größer ist das Einzugsgebiet des Dorfbrunnens von Radju sowie des daneben abzuteufenden Versuchsbrunnens und des anschließenden Systems von Brunnenschächten.

Der Brunnen in der Nähe des projektierten Stationsgebäudes hat unter 6 m Terra rossa zuerst den Mergel der Zone von Mammalu und dann harten Kalk angetroffen. Die Möglichkeit, daß in größerer Tiefe noch einmal Mergel und dann auch Wasser kommt, rechtfertigt eine Fortsetzung der Bohrungen umsomehr, als weiter im SO der Dorfbrunnen von Radjü regelmäßig Wasser liefert.

2. Bei km 569,7 kreuzt die zweite Mergelzone die Bahnlinie. Ihr Streichen wurde durch zahlreiche Messungen auf O—W genauer N 85° O bis N 80° O bestimmt. Das Einfallen ist durchgehend flach unter 15—18° nach N gerichtet. In kieselreichem, dunkelem Mergelkalk wurden mehrfach meist schlecht erhaltene, auf den Emscher hindeutende Zweischaler gefunden: *Gryphaea vesicularis* var. *aucella* F. ROEMER.

Drei kleine Brunnen, die unmittelbar neben der Strecke bei km 569,540 ausgetieft sind, verdanken dieser O—W streichenden Mergelschicht ihren Ursprung. Die drei Brunnen liegen etwas nördlicher als die Zone, in der die Mergelschicht[1]) ausstreicht.

Die Mergel halten bis km 570,5 an, alsdann folgt dickbankiger, grauer Kalk, der ebenfalls ganz flach unter 10—12° nördlich einfällt.

Gegenüber von km 571,400 wurden an der Straße schwach bituminöse Kalke mit zahlreichen, sicher bestimmbaren Versteinerungen angetroffen, von denen besonders *Gryphaea vesicularis var. aucella* F. ROEM. eine sichere Altersbestimmung als Emscher ermöglicht: außerdem kommen vor: *Trigonia*, *Janira*, und andere Kreideformen:

Ostrea carinata LAM. var. nov. *erecta*,
Pecten cf. *muricatus* GF.,
Janira duplicicosta F. ROEM.,
Cucullaea cf. *olisiponensis* SHUM.,
„ sp. aff. *ligeriensis*,
Trigonia Ferdinandi nov. sp.

[1]) Die weite Ausdehnung und Mächtigkeit der Terra rossa in der Doline von Radju beruht auf der Ausdehnung der Mergel.

Die Mergel, die unmittelbar im Liegenden dieser Schicht vorkommen, dürften ebenfalls noch dem Emscher zufallen.

In dem dunklen bituminösen Kalk ist ein Steinbruch angelegt, der gute Werkstücke liefert. Dann folgen Mergel von unklarer, scheinbar vertikaler Schichtenstellung an der Straße; die Mergel sind bis zum Dorf Scheik Beilan deutlich verfolgbar.

Bei km 572,250 erreichen Straße und Eisenbahn den flach gelagerten grauen Kalk, der die enge Schlucht des Ock deré bildet. Die Berge beiderseits bestehen bis zum Ausgange des Tals aus harten Karstkalken der Oberkreide.

Bei km 572,500 queren dunkle splittrige Kalkbänke die Straße und die Linie. Streichen N 20° O, Fallen 27° WNW.

Die Futtermauer bei km 573.140 wird auf ganz flach einfallenden, 4 m mächtigen Bänken fundiert und ist daher um so sicherer, als das Einfallen mit kaum 20° bergeinwärts gerichtet ist.

Das Vorkommen von einer wenig ausgedehnten Einlagerung von rotem und violettem Schieferton in den ganz flach lagernden Kalken hat an der Straße die Anlage einiger kleiner, wenig ergiebiger Brunnen ermöglicht.

Die Gegend in Radju und Missaka eignet sich — besonders wenn erst einmal genügend Wasser vorhanden ist — als Erholungsaufenthalt und unterscheidet sich vorteilhaft durch kühle Luft von der Umgegend Aleppos sowie durch Fieberfreiheit von der höchst ungesunden Kara-su-Ebene. Missaka eignet sich — ähnlich wie Ilidjassi im Tauros — als Sommerfrische für Aleppo, von wo aus nach Fertigstellung der Bahn die Berglandschaft des Kurd dagh leicht erreichbar ist.

Der Süd-Abhang des Kurdengebirges und die Hochfläche der Turkmenen von Tell Asass.

Bei Hamschelek, km 576, wo der Ock deré in das Wâdi Radju[1]) mündet, erweitert sich das Tal, und die Bahn führt nur noch durch Alluvium und Gehängeschutt.

Der außerordentlich flachen, hier und da undulierenden Lagerung der grauen Kalke entsprechend, finden sich bei Hamschelek noch dieselben grauen Gryphaeenkalke wie bei km 571. Ein großes Geschiebe von Kalk mit *Gryphaea vesi-*

---

[1]) Die Bezeichnung wâdi (arab.) = deré (türk.) = Trockental deutet auf die Nähe der arabischen Sprachgrenze hin: auf die Kurden des Kurdengebirges folgen zunächst südlich die Turkmenen des Tell Asass. (Tell = künstl. Hügel, Signalhügel.)

cularis var. *aucella* F. Roem. zeigt eine schwach kieselige Umwandlung der Schalen. Feuersteingeschiebe liegen häufig auf den Äckern. In einem derselben fand sich ein Anflug von Antimon.

Bei km 579 treten bei einem Durchlaß der Bahn aus dem Alluvium Mergel und Mergelkalk in Konglomeratschichten hervor, welche NNO—SSW (genau N 23° O) streichen und nach OSO unter 40° einfallen.

Nur wenige 100 m weiter abwärts erscheint über den Mergeln des Flußbetts die Quelle Berben-su, die dort entspringt, wo der im Schotter unterirdisch verlaufende Wasserstrom zutage tritt. Das dauernde Fließen der Quelle wird durch das häufige Vorhandensein von Sumpfschildkröten (Emyden) bewiesen.

Bei km 585,5 überschreitet die Bahn den klaren Wasserlauf des Indsche-su, der bald darauf den Getir-su (Pferdefluß) aufnimmt. Bis kurz vor dem Indsche-su scheinen Mergel die Unterlage der die Felder bildenden Terra rossa darzustellen. Das Ufer des Indsche-su bildet ein schneeweißer, muschlig brechender, plänerartiger Kalk des Miocän in ganz flacher, schwach undulierender Lagerung. Versteinerungen wurden hier nicht beobachtet.

Das Gestein des Miocän ist petrographisch als eine etwas verhärtete muschlige Kreide zu bezeichnen. Bei km 587 fallen solche Kreideschichten am Indsche-su flach, d. h. unter 12—18° nach O. Die undulierende Lagerung hält also an.

In dem südlichen Vorlande des Kurdengebirges, an der Vereinigung des Indsche-su und Afrin-su stehen ziemlich grobe Nagelfluh- und Schotterbänke an, die eine deutlich ausgeprägte Terrasse in etwa 15 m Höhe über dem Fluß bilden. An der Afrinbrücke km 594,400 werden die weichen miocänen Kreidekalke, die bisher durchweg die Flußläufe begleiten, von einem ziemlich ausgedehnten Eruptivvorkommen überlagert, das, nach der stark erodierten Oberfläche zu urteilen, ein tertiäres Alter besitzt.

Die Eisenbahn umzieht den Basalttuff auf zwei Seiten und reicht bis zum km 601. Ein Vorkommen von fester Basaltlava liefert die Bruchsteine für die Eisenbahnbrücke.

Schöne Exemplare von *Echinolampas hemisphaericus*, welche das miocäne Alter der kreidigen Kalke beweisen, wurden beim km 597 unweit des Afrin an der Eisenbahnlinie auf den Feldern am Fuß des Basaltkegels gefunden. Außerdem findet sich *Pecten sub-Malvinae* Blanck., *P. incrassatus* Partsch, *P. Fuchsi* Font. *Conus Mercati* Brocchi und Heliastraeen (*H. Reussi*, *Defrancei*, *delicata*).

Etwa 40 m über dem Afrin-su liegt auf dem Basalttuff in einer Höhe von etwa 40 m über dem Fluß eine 3—4 m dicke Nagelfluhschicht, die der Nagelfluh an der Vereinigung von Indsche- und Getir-su ähnelt.

Der Umstand, daß diese quartäre Nagelfluh den Basalttuff überlagert, deutet auf ein jungtertiäres Alter der Eruption hin. Auch die starke Zersetzung der Oberfläche durch Wasserrisse spricht für die gleiche Annahme. Ein Lavavorkommen wird am Afrin-su als Baustein abgebaut. 7 km vor der Station Katma sind in unmittelbarer Nähe der Bahn dieselben Species Seeigel, *Pectines* und *Coni* gefunden worden, die bei km 597 in bei weitem besserer Erhaltung vorkommen.

Am Indsche- und Getir-su beginnt das Miocänplateau mit flacher, kaum hier und da von der Horizontalen abweichender Lagerung, das bis zum Sadjur und Euphrat die Unterlage der 500—550 m hohen Hochfläche bildet. Ausgedehnte, aber wenig mächtige Basaltdecken überlagern auf beiden Seiten des Euphrat das Miocän. Ihre starke oberflächliche Zersetzung und die mit dem Vorkommen am Afrin-su (s. o.) übereinstimmende Lagerung beweisen, daß ihr Alter ebenfalls pliocän[1]) ist. Das Gestein ist vorwiegend weißer oder hellgefärbter, vielfach kreidig entwickelter Kalk der II. Mediterranstufe, der meist reich an Feuersteinknollen ist; bei der Station Katma findet sich *Pecten Almerai* Dep. et Rom. in verkieselter Erhaltung.

Häufig, so am Tunnel und der Station Katma, treten Gesteine vom bekannten Charakter des Leythakalkes auf, die besonders reich an Korallen sind. Weniger verbreitet sind Konglomerate, so z. B. ebenfalls bei Katma; besonders wichtig als wasserführende Horizonte sind Mergelschichten, die auf der Strecke Katma—Killis—Dschoban Bey in geringer Tiefe unter der Oberfläche auftreten.

Zwischen Karakia und Düjühunuk-köi finden sich an der Fahrstraße bei km 767.68 frisch entstandene Karsttrichter, die etwa 3 m Durchmesser und etwa 2,5 m Tiefe aufweisen. Es handelt sich offenbar um einen unterirdischen, zum Euphrat abfließenden Wasserstrom, der auf dem Vorhandensein eines Mergelniveaus beruht. Die unregelmäßige, beinahe blatternarbige Oberfläche der Umgebung zeigt, daß sich ähnliche Vorgänge abgespielt haben. Auch weiter südlich hat Herr Dr. Greter

[1]) Da diese Vorkommen schon in Nordmesopotamien (dem alten Assyrien), also außerhalb Kleinasiens liegen, sind sie in die obige Übersicht nicht einbezogen worden.

derartige Einsturztrichter am Euphrat beobachtet. Bei den Bahn- und Straßenbauten sind ähnliche Strecken naturgemäß in weitem Bogen zu umgehen.

VII. Die nordsyrische Hochfläche zwischen Kurdengebirge, Aleppo und dem Euphrat.

Für die Frage, ob östlich von Aleppo, besonders bis zum Euphrat auf Erdbeben Rücksicht zu nehmen ist oder nicht, sind folgende Beobachtungen von Wichtigkeit:

a) Die Oberflächenform der aus Miocän bestehenden Hochfläche.

b) Die Lagerung der ausschließlich aus Miocän und überlagerndem Basalt bestehenden Schichten.

c) Der Zustand der Ruinen von Europus (Dscheroblus)

a) Die Oberflächenform der Gegend am Euphrat und Sadjur deutet trotz der Nähe des syrischen Grabens auf vollkommen geologische Ruhe hin. Die wellige Oberfläche, die meist vorherrscht, wurde lediglich durch Vorgänge der Verwitterung, Erosion und Einwirkung des Windes gestaltet, ohne daß irgendwelche Anzeichen einer neueren tektonischen Veränderung der Erdrinde vorlägen. Insbesondere folgen die Flüsse durchaus der heutigen Neigung der Oberfläche und lassen keinerlei Anzeichen neuerer Niveauveränderungen, wie Terrainstufen, Flußverlegungen, Talwasserscheiden oder ähnliches beobachten. Die Erdtrichter bei km 768 zwischen Karakia und Düjühunuk sind lediglich das Werk der in dem reinen Kalk unterirdisch arbeitenden Erosion. Sie haben mit seismischen Kräften nichts zu tun; denn sie durchsetzen als kesselförmige Einbrüche das anstehende kreidige Gestein des Miocäns, während Erdbebentrichter auf Schuttland (Alluvium) beschränkt sind. Die Oberflächenformen der Ufer des Sadjur und Euphrat sind zum Teil durch mäandrierende Unterwühlung des Hauptflusses, zum Teil durch die abrundende Wirkung und Flächenspülung der Regengüsse bedingt. Nirgends zeigen sich schärfer ausgeprägte Cañons der Nebenflüsse und Bäche, wie sie etwa durch eine Veränderung der Niveauverhältnisse des Landes, d. h. durch tektonische Verschiebungen der Oberfläche bedingt werden. Überall walten die sogenannten reifen oder Altersformen des Geländes vor. Nirgends sind Anzeichen jugendlicher, d. h. unvollendeter Talbildung wahrnehmbar. Eine aus fest verbackenen Flußkieseln, d. h. aus Nagelfluh bestehende Terrasse, die etwa 15 m über dem Euphrat oberhalb der Akropolis von

Europus und der Eisenbahnbrücke deutlich sichtbar ist, zeigt keinerlei Lageveränderung, trotzdem sie weithin mit dem Auge verfolgt werden kann. Auch die als Vorbereitung des Brückenbaus im Euphrat und auf den Euphratinseln ausgeführten Bohrungen ergeben unter Flußschotter und Sand die auf beiden Ufern anstehenden kreideähnlichen Kalke des Miocäns. Das Euphratbett ist somit ausschließlich ein Werk der Erosion, ohne daß irgendwelche tektonischen Vorgänge dem Fluß den Weg vorgezeichnet hätten. Aus den mir vorliegenden Bohrtabellen war zu entnehmen, daß die alluvialen Schotter- und Sandschichten überall regelmäßig von miocänem Kalk unterlagert werden. Das Euphrattal ist bei Europus eine reine Erosionsfurche, in der überall solides Kalkgestein (Miocän) in geringer Tiefe erreicht wird. Nirgends sind Anzeichen dafür vorhanden, daß das Euphrattal durch tektonische Vorgänge gebildet wurde.

Über die Neogenablagerungen von Nordsyrien[1]) finden sich in der älteren Literatur eine Reihe verstreuter Nachrichten, die auf AINSWORTH, RUSSEGGER und PRUCKNER sowie auf TCHIHATCHEFF zurückgehen. Aber gerade die Angaben des letztgenannten Forschers sind mehr oder weniger nur Vermutungen, die für eine kritische Bearbeitung des Gegenstandes von keinem Werte sind.

Wissenschaftlich begründete und umfassendere Angaben verdanken wir M. BLANCKENHORN, der auf Grund eigener Reisen und eines von Geheimrat VON LUSCHAN in Nordsyrien gesammelten Fossilmaterials eine monographische Darstellung des marinen Miocäns einiger Teile Syriens gegeben hat. BLANCKENHORN beschreibt diese Ablagerungen aus folgenden Gebieten: vom Amanos Mons, Casius Mons, Djebel el Koseir, dem unteren Afrinbecken, dem innersyrischen Miocänbecken am Kuweik in der Umgebung von Aleppo und dem Becken von Edlib. Seine Untersuchungen erstrecken sich sodann noch weiter südlich und umfassen das Miocän von Tarâbulus und Beyrut.

Verfolgt man die syrische Küste von Nord nach Süd, so begegnet man im unteren Orontestal zwischen dem Amanos und Casius Mons den ersten Miocänablagerungen. Hier lag nach BLANCKENHORN „die Eingangspforte für das vordringende Meer der II. Mediterranstufe, welches eine tief ins Innere des

[1]) Das Folgende aus der Breslauer Dissertation von DAUS über das marine Miocän in Kilikien und Nordsyrien. Neues Jahrbuch, Beil.-Bd. XXXVIII, 1914, p. 438 ff.

nordsyrischen Landes eingreifende, weitverzweigte Bucht erfüllte“. Am Rande dieses Beckens herrschen Nulliporen- und Korallenkalke vor, die dem Leythakalk des Wiener Beckens überaus ähnlich sind. Die Beschaffenheit der Ablagerungen wechselt aber; so gibt BLANCKENHORN von Jorunurlak an, daß eine mittlere Zone von Tonmergel eine untere Kalksteinserie von einer oberen korallenführenden Kalkzone trennt. Die mittlere Tonmergelzone ist reich an plastischen Tonen, grobkristallinischem Gips und echtem Alabaster. Die Fauna besitzt durchweg mittelmiocänes Alter (= II. Mediterranstufe). Es ist nun wichtig, daß BLANCKENHORN diesen Miocänablagerungen am Südrand des Amanos das sonst unbekannte Vorkommen Schawar, von dem das Material der Kollektion LUSCHAN stammt, zurechnet. Die genaue geographische Lage dieses rätselhaften Fundpunktes konnte DAUS trotz eifrigen Suchens bisher leider nicht ermitteln; auch Herr Geheimrat VON LUSCHAN kann sich desselben nicht mehr erinnern.

DAUS konnte — von einigen unbestimmbaren Steinkernen abgesehen — folgende Arten feststellen:

Clypeaster intermedius DESMOUL.,
„ *altus* LAM. var.,
Echinolampas complanatus AB.,
Pecten Besseri ANDR.,
„ *Larteti* TOURN.,
Venus islandicoides LAM.,
„ aff. *Haidingeri* HOERN.,
Thracia pubescens PULT.,
Dosinia sp. ex aff. *D. lincta* PULT.,
Lucina sp. ind.,
Spondylus sp. ind.,
Conus sp. ex aff. *C. Puschi* MICHEL.,
Strombus cf. *Bonelli* BRONGN.,

Diese Formen sind, soweit sie eine direkte Identifizierung mit schon bekannten Miocänarten zuließen, sämtlich in Äquivalenten der II. Mediterranstufe nachgewiesen. Nur drei Spezies werden zugleich aus dem unteren Miocän angegeben:

Venus islandicoides LAM.,
„ aff. *Haidingeri* HOERN.,
Thracia pubescens PULT.

Die Fauna von „Schawar“ ist also unzweifelhaft mittelmiocänen Alters.

In der nordöstlichen Verlängerung des unteren Orontestales drang das Miocänmeer in das Tal des Afrin ein und

erstreckte sich nach Blanckenhorn von hier aus weit nach Ost und Südost, wo seine Ablagerungen das innersyrische Becken am Kuweik in der Umgebung von Aleppo erfüllten.

Blanckenhorn hat das untere Afrin-su- von dem Kuweik-Becken getrennt. Aus dem ersteren erwähnt er als Lokalität Katma, einen Fundpunkt, von dem auch durch meine Aufsammlungen eine reichhaltige Fauna vorliegt. Von hier aus führt der direkte Weg nach Aleppo, das sozusagen als Mittelpunkt des innersyrischen Beckens betrachtet werden kann. Längs dieser Route und bis zum Euphrat sind von mir nur Miocänablagerungen festgestellt worden. Man kann also im Gebiet des unteren Afrin kein abgeschlossenes Becken erblicken, es bildet vielmehr nur eine nordwestliche Bucht des großen, einheitlichen Miocänbeckens von Aleppo, dessen südliche und östliche Grenze noch unbekannt ist.

Überall treten hier die Miocänbildungen in Verbindung mit Basalten und Basalttuffen auf, deren Hervorbrechen nach Blanckenhorn dem Eindringen des mittelmiocänen Meeres unmittelbar vorausgegangen sein soll, großenteils aber jünger als Mittelmiocän ist.

Von der Fauna dieses Teiles des nordsyrischen Miocäns ist bisher wenig bekannt. Blanckenhorn erwähnt vom unteren Afrin einige wenig charakteristische Bivalven, die in einem gelblichweißen, weichen, schieferig-sandigen Mergelkalk östlich von Katma gefunden wurden und auf ein dem Horizont von Grund und Nieder-Kreuzstätten im Wiener Becken entsprechendes Alter der Schichten hinweisen.

Meine Aufsammlungen sind wesentlich reicher als alles, was an Miocänfossilien bisher aus diesen Gebieten bekannt ist, und daher für die Beurteilung der Gesamtfauna von Wert. Das von Daus durchbestimmte Material verteilt sich auf folgende Fundpunkte:

Katma am Afrin-su an der Bahnstrecke nach Aleppo.

Aleppo.

Waschköje (zwischen Aleppo und Station Tschobanbey, aber nicht unmittelbar an der Bahn).

Ütsch-Kübé (= „Drei Hügel“), am Wege von Tschobanbey zum Satjur, einem Nebenfluß des Euphrat.

Die Fossilien stammen größtenteils von den Feldern längs der Eisenbahn Katma—Aleppo und Aleppo—Euphrat.

Die Bestimmungen von Daus ergaben für die einzelnen Lokalitäten folgende Faunen:

Katma:

Heliastraea Reussiana Edw. und Haime,
„ *Defrancei* Edw. und Haime,
„ *delicata* Osasco var.,
„ cf. *Rochettana* Edw. und Haime,
Solenastraea sp. ind.,
Echinolampas hemisphaericus Lam.,
Pecten sub-Malvinae Blanck.,
„ *incrassatus* Partsch,
„ *Almerai* Dep. und Rom. var.,
„ *Fuchsi* Font.,
„ cf. *caralitanus* Menegh.,
„ *scissus* Favre var. nov. *curdo-sarmatica* Daus,
„ sp.,
Conus Mercati Brocc.

Aleppo:

Ostrea digitalina Dub. var. *paucicostata* Daus,
Pecten sub-Malvinae Blanck.

Waschköje:

Ostrea sp. ind.,
Pecten Besseri Andr.,
„ cf. *sub-Malvinae* Blanck.,
Tapes sp. ind.

Ütsch-Kübé:

Cardium subhians Fischer.

Neben fossilreichen Mergeln treten bei Katma dichte, gelbliche Korallenkalke auf, die rot anwittern. In diesen Riffkalken kommt gelegentlich Chalcedon vor, der an einer aus der Umgebung von Katma stammenden *Heliastraea* beobachtet wurde. Ein Teil der Fossilien des Fundpunktes Katma stammt aus einem fein-oolithischen Gestein, in dessen heller, kalkig-mergeliger Grundmasse kleine, rostbraune Oolithkörner eingebettet sind. Dieses vorherrschende Gestein ist mit Schalentrümmern durchsetzt. Ein petrographisch ähnliches Oolithgestein beschreibt Blanckenhorn übrigens auch schon aus den Miocänschichten im unteren Orontestal. Blanckenhorn erwähnt aus diesen Gebieten ferner noch Konglomerate, Sandsteine und eine feine, rötliche Kalkbreccie, die in Grobkalk übergeht, sowie dichten Kalkstein. Bei Aleppo beobachtete der genannte Forscher kalkige Miocänbildungen (Marmorkalke), die wie bei Katma horizontal über Basalt oder Tuffen ausgebreitet liegen. Nach meinen Beobachtungen läßt sich das Verhalten der Tuffe dahin

feststellen, daß die Eruptivbildungen den Kalken z. T. eingelagert sind, großenteils sie jedoch bedecken. Ein vom Nordwesten von Aleppo („Dêr djêmal“) stammendes Stück rötlicher Kaolinerde deutet auf die Zersetzung dieser Eruptivgesteine hin.

Erwähnt sei noch ein Exemplar von *Cardium subhians* FISCH., das vollständig verkieselt erhalten ist. Die Ablagerungen der „Drei Hügel“ (Ütsch-Kübé), aus denen es stammt, sind durch verwitterte Eruptivdecken stark mit Kieselsäure angereichert worden. Den gleichen Erhaltungszustand weist eine *Solenastraea* aus der Gegend von Katma auf.

Die Fauna des Aleppobeckens gehört dem mittleren Miocän (II. Mediterranstufe) an. Fast alle Formen sind aus äquivalenten Ablagerungen anderer Gegenden — vornehmlich des Wiener Beckens, Italiens und Frankreichs — bekannt. Nur von zwei Arten — *Conus Mercati* BROCC. und *Pecten incrassatus* PARTSCH — ist es sicher, daß sie auch schon im unteren Miocän (I. Mediterranstufe) auftreten; sie reichen aber zugleich unverändert bis in die II. Mediterranstufe hinauf. Wir haben also hier ebenso wie in dem geographisch zweifelhaften Vorkommen „Schawar“ eine reine mittelmiocäne Fauna Nordsyriens vor uns. Im folgenden sind alle die Arten aufgeführt, welche für Syrien neu sind; dahinter ist ihr Vorkommen in den nächst benachbarten Miocängebieten angegeben. Diejenigen Arten, die bisher aus kleinasiatischem und syrischem Miocän überhaupt noch nicht bekannt waren, sind mit einem Kreuz (+) bezeichnet:

Heliastraea Reussiana M. EDW. u. HAIME (kilikisches Becken),
Heliastraea Defrancei M. EDW. u. HAIME (kilikisches Becken),
+ *Heliastraea delicata* OS. var.,
Heliastraea cf. *Rochettana* M. EDW. u. HAIME (kilikisches Becken),
Clypeaster intermedius DESM. (kilikisches Becken),
+ *Clypeaster altus* LAM. var. (der Typus im kilikischen Becken),
Echinolampas hemisphaericus LAM. (Vorderasien),
Pecten sub-Malvinae BLANCK. (Ägypten, Kilikien?),
+ *Pecten Almerai* DEP. u. ROM.,
+ *Pecten Fuchsi* FONT.,
+ *Pecten scissus* FAVRE var. *curdosarmatica* Daus,
+ *Pecten Larteti* TOURN.,
Cardium subhians FISCH. (kilikisches Becken)
+ *Ostrea digitalina* DUB. n. var. *paucicostata* (Typus in Vorderasien unbekannt, in Ägypten „var. *Rohlfsi*“),
+ *Venus* aff. *Haidingeri* HOERN.,
Thracia pubescens PULT. (kilikisches Becken),
Dosinia sp. ex. aff. *D. lincta* PULT. (kilikisches Becken),
Conus Mercati BROCC. (kilikisches Becken).

Vergleichen wir nun die oben behandelte Fauna des kilikischen Beckens mit der Nordsyriens, so ergibt sich, daß die erstere einem tieferen Horizont der II. Mediterranstufe entspricht; diese Auffassung deckt sich vollkommen mit der Ansicht SCHAFFERS. Dagegen entbehrt die nordsyrische Fauna jeglicher Anklänge an unteres Miocän und ist daher der II. Mediterranstufe, speziell ihrem oberen Teil, äquivalent. In bezug auf Eruptivgesteine ist der Unterschied nicht groß. Es herrschen im Norden zwischengelagerte Eruptivgesteine vor, während daneben in der Gegend von Aleppo noch über dem Miocän lagernde Decken bekannt sind. Die Facies ist recht verschieden. Bei Aleppo herrscht reiner Kalk (stellenweise Korallenkalk), der wie weiße Kreide aussieht, zuweilen auch Verkieselungen zeigt, niemals aber mergelige Beimengungen aufzuweisen hat. Es ist somit der merkbare Unterschied zwischen dem nördlichen und südlichen Becken auch auf Faciesunterschiede zurückzuführen, d. h. auf das Fehlen mergeliger und klastischer Beimengungen im Gebiete von Aleppo.

b) Die Lagerung der Gesteine. Die ausschließlich vorkommenden kreideähnlichen, Hornstein[1]) führenden Miocänkalke Nordsyriens und die darüber hingeflossenen Lavaströme sind völlig flach gelagert, mag man nun die Beobachtung auf dem rechten oder linken Euphratufer machen. Auf dem linken Ufer hebt sich der horizontale Verlauf der Schichten besonders deutlich ab. Man sieht, wie die Schichtenbänder in die Nebentäler hineinverlaufen; und die wenig zahlreichen kegelförmigen Zeugenberge, die isolierten, durch die Arbeit der Denudation von dem benachbarten Plateau abgetrennten Erhebungen „bezeugen" die frühere Ausdehnung des Plateaus. Die Aussicht auf das linke Ufer ermöglicht einen Überblick über alle Einzelheiten; nirgends ist eine Abweichung von der horizontalen Lagerung wahrnehmbar.

Auch die Lagerung der Basaltlavadecken, die sich besonders zwischen Tschobanbey und dem Sadjur im Süden der Linie und auch im Norden bei Tschangali und Ütsch-Kübé finden, ist durchaus horizontal. Es handelt sich offenbar um Spalten-Eruptionen einer sehr dünnflüssigen, jungtertiären Lava, bei denen keine wahrnehmbaren Dislokationen des Grundgebirges erfolgten. Von besonderer Wichtigkeit für die Ausführung der Pfeiler der großen Euphratbrücke würde eine genauere Untersuchung des Basaltvorkommens von Tschel Oghlu am linken

[1]) Die Hornstein führende Schicht ist 1 m mächtig am Sadjur entwickelt.

Euphratufer sein, die jedoch erst nach Eröffnung eines größeren Aufschlusses in dieser Eruptionsmasse möglich ist. Basalte lassen sich hinsichtlich ihrer technischen Verwendbarkeit erst auf Grund künstlicher Aufschlüsse sicher beurteilen, sind jedoch für Brückenpfeiler im allgemeinen viel geeigneter als die der chemischen Auflösung unterliegenden Kalke. Abgesehen von dem noch nicht aufgeschlossenen Eruptivgestein von Tschel Oghlu kommen für die Pfeiler der beiden großen Brücken noch die ausgedehnten alten Lavafelder zwischen Tschobanbey und dem Sadjur-Übergang in Betracht.

Das geologische Alter dieser Ausbrüche ist keineswegs so jung wie das der Vulkane der mittleren Kara-su-Ebene, kann jedoch nicht direkt aus überlagernden Schichten gefolgert werden. Die Oberfläche der Lava ist stets vollkommen verwittert. Sie zeigt nirgends die ursprünglichen Formen des Fließens, noch weniger Explosionstrichter und Aschenkegel wie am Kara-su. Östlich von Tschobanbey sind die Lavadecken sogar bereits vollkommen in einzelne gerundete Blöcke aufgelöst. Wir befinden uns also hier in einem wesentlich älteren Eruptionsgebiet. dessen geologische Datierung allerdings nicht ganz einfach ist; doch kommt als Ausbruchszeit nur jüngeres Tertiär (genauer Postmiocän) und Quartär in Frage, während am Kara su die letzten Ausbrüche noch zweifellos der geologischen Gegenwart angehören.

c) Die Ruinen von Europus (Djeroblus) geben weniger sichere Anhaltspunkte für die Frage, ob am Euphrat noch in der Gegenwart Erdbeben zu erwarten sind. Die Stichgrabungen von THOMSON, die im Sommer 1911 ausgeführt worden sind, lassen im wesentlichen Reste zweier Kulturperioden erkennen. Zuunterst lagern die durch schöne Reliefs, breite Freitreppen und Straßenzüge vertretenen Überreste aus hethitischer Zeit, etwa 800—600 v. Chr. Darüber erkennt man am deutlichsten Säulentrümmer und Gesimse römischen Ursprungs. Alles ist, abgesehen von den Fundamenten selbst, wirr durcheinander geworfen. Doch deutet jedenfalls eine nicht überall verfolgbare Brandschicht von kaum 1 cm Mächtigkeit über den hethitischen Trümmern auf Zerstörung durch Feindeshand hin, und ebenso sind auch die römischen Mauer- und Säulenreste der Wut barbarischer Horden zum Opfer gefallen, wie schon die bekannten historischen Tatsachen beweisen. Innerhalb der Trümmer ist jedenfalls die Auflösung der hethitischen Kalkreliefs durch den lösenden Einfluß der Kohlensäure erfolgt. Denn die im gleichen Niveau befindlichen und in gleicher Ausführung vorliegenden Basaltreliefs zeigen vorzügliche Erhaltung. Eines

dieser Reliefs, Bogenschützen in dahinrollendem Streitwagen und ein getroffener Feind unter den galoppierenden Pferden. steht sogar noch aufrecht, und zwar, wie es scheint, in ursprünglicher Stellung. Wahrscheinlich ist das umliegende Kalkmauerwerk gänzlich verwittert. Die Fundamente an den Straßenzügen und die breite Freitreppe, die zu der hethitischen Akropolis emporführt, ist ebenfalls ohne wahrnehmbare Lageveränderung in ihrer ursprünglichen Stellung verblieben. Jedes Erdbeben hätte hier auf dem künstlich aufgeschütteten losen Boden nicht nur die Gebäude zerstört, sondern auch die Fundamente selbst zerrüttet. Das wenige, was auf der Trümmerstätte des antiken Europus auf Grund der immerhin noch wenig ausgedehnten Ausgrabungen beobachtet werden konnte, deutet also auf Erdfrieden, nicht auf Erdbebenunruhe hin.

Zusammenfassung: Mit noch größerer Sicherheit beweisen die Beobachtungen über Oberflächenform des Hochlandes, über Form der Täler, über horizontale Lagerung des Tertiärs, der Schottermassen und der Lavadecken, daß zwischen Sadjur und Euphrat keinerlei Erdbebengefahr besteht. Die Erdbebenzone beschränkt sich auf das Einbruchstal des Kara-su und seine nähere Umgebung, d. h. vor allem auf die Strecke Bagtsché—Radju (Missaka). Da auch Aleppo in historischer Zeit wiederholt von schweren Beben verwüstet worden ist, muß auch noch die ganze Strecke Missaka—Katma—Aleppo in die Gefahrenzone einbezogen werden. Wie weit sich die Aleppobeben ostwärts fortsetzen, kann beim Fehlen deutlicher größerer, natürlicher oder künstlicher Aufschlüsse nicht mit voller Sicherheit gesagt werden. Ferner fallen aber die Brücken über den Sadjur und über den Euphrat außerhalb der Zone der gefahrbringenden Erdbeben.

Auf Erkundigungen über Vorkommen von Erdbeben zwischen Katma und dem Euphrat erfolgten lediglich negative Antworten, während zwischen Bagtsché und Missaka kleinere Erdbebenstöße und die fernem Donner vergleichbaren Erdbebengeräusche nach übereinstimmender Mitteilung der Ingenieure sehr häufig sind.

d. Die Frage des Erdbebenschutzes von Gebäuden und Eisenbahnbauten. Für den Schutz gegen die Folgen seismischer Umwälzungen kommen verschiedene Gesichtspunkte in Betracht. Bei Aleppo muß der Geologe und Ingenieur gleichzeitig auf den Einsturz der Gebäude und auf die Feuersgefahr Rücksicht nehmen. Im Bereich des Kara-su-Grabens handelt es sich wesentlich um Tunnels und Viadukte.

Dem Ideal eines bebensicheren Hauses würden die japanischen Wohnstätten mit ihren aus leichtem Rahmen ausgeführten Fach-

werk und ihren verstellbaren Wänden entsprechen. Einem italienischen Abgeordneten scheint auch etwas Derartiges vorzuschweben, wenn er für den Wiederaufbau Messinas einstöckige Häuser fordert, die dann auch tatsächlich hergestellt worden sind.

Ferner sind jedoch die Erfahrungen zu berücksichtigen, die man in den durch Bergschäden bedrohten Gebieten Deutschlands und vor allem bei dem großen Erdbeben von San Francisco gemacht hat. Hier sind sogar die in Stahlfachwerk ausgeführten Wolkenkratzer infolge der federnden Elastizität ihres Baumaterials im wesentlichen unversehrt geblieben und nur der später ausbrechenden Feuersbrunst zum Opfer gefallen.

Auch in deutschen Bergwerksgegenden, wo Einstürze über abgebauten Strecken möglich sind, werden bebensichere Stahlfachwerkbauten ausgeführt, so z. B. auf dem Bahnhof Morgenroth in Oberschlesien.

Wenn große, mehrstöckige Gebäude in federndem Stahlgerüst, d. h. in armiertem Eisenbeton ausgeführt werden, so wird damit die Hauptgefahr beseitigt sein. Im Jahre 1908 scheint die annähernd vollständige Zerstörung der meisten Messinenser Häuser durch dieselben Gründe hervorgerufen zu sein, die Goethe schon im Jahre 1788 erkannt hatte. Damals hatte man an die aus soliden Quadern hergestellten Fassaden den Hauptteil der Gebäude aus gerundeten Rollsteinen angefügt, die durch schlechten Mörtel verbunden waren.

Vereinzelte Gebäude sind dagegen vor 1908 auch in Messsina aus Eisenfachwerk erbaut und das Füllmaterial aus Backstein wurde durch Drähte geschützt.

Über erdbebensichere Herstellung von Eisenbahnviadukten und die hierfür notwendigen Berechnungen gibt es in der Literatur nur wenige Mitteilungen. Als einziges Ergebnis des Literaturstudiums blieb eine verhältnismäßig kurze Mitteilung des japanischen Seismologen Omori[1] übrig, die über bebensichere Viadukte in Formosa handelt. Formosa ist wegen der Stärke seiner Erdbeben berüchtigt, und ein dort als sicher anerkanntes Bauwerk würde somit auch in der immerhin weniger stark seismischen Region Nordsyriens standhalten.

Im Heré deré und bei Keller können angesichts der Trockenheit des Klimas die Viadukte in der gegen Erdbeben wesentlich widerstandsfähigeren federnden Eisenkonstruktion ausgeführt werden. Mit dieser erleichternden Veränderung können somit

[1] On the Seismic Stability of the Piers of the Naisha-gawa Railway Bridge, Formosa. Publications of the Earthquake Investigation Committee, No. 12.

die Berechnungen Omoris auf die syrischen Verhältnisse übertragen werden.

Es handelt sich in den amerikanischen Beschreibungen meist um Bauten, die erst nach den großen Beben von San Francisco, Costa Rica und Jamaica ausgeführt worden sind und die ihre Bebensicherheit daher erst noch zu erweisen haben. Nur zwei Hinweise betreffen die Erfahrungen an armierten Betonbauten („reinforced concrete buildings“), die das Erdbeben von San Francisco überdauert haben. In dem Universitätsgebäude der Stanford University bei San Francisco war das aus armiertem Beton ausgeführte Zentrum im wesentlichen nach dem Erdbeben unbeschädigt — mit ein paar tausend Dollar waren alle Schäden repariert. Dagegen wurden die beiden aus Ziegelmauerwerk ausgeführten Flügel desselben Gebäudes zu mehr als 50% beschädigt.

II.

Der Gebirgsbau Kleinasiens.

1. Kleinasien,

eine geographische Übersicht seiner tektonischen und geomorphologischen Verhältnisse.

(Mit einer geologischen Übersichtskarte. Tafel XXI.)

a) Allgemeine Übersicht.

Kleinasien ist in historischer und geologisch-geographischer Hinsicht das Kampfgebiet zwischen Orient nnd Okzident gewesen. Wie sich die Griechen auf den kleinasiatischen Inseln und Halbinseln der Westküste ausgebreitet haben, so zeigen auch die Gebirgssysteme des Westens eine innige Verschmelzung mit den hellenischen Faltenzügen. Durch den Einbruch des Ägäischen Meeres ist zwar eine äußerliche Trennung herbeigeführt worden, aber viele europäische Merkmale sind dennoch in dem Gebirgsbau von Westanatolien wahrnehmbar geblieben.

Diese Tatsache erklärt sich ohne weiteres durch das jugendliche Alter nicht nur des Ägäischen Meeres, sondern auch des Pontus und der Propontis. Im Gegensatz zu der bisher vorwiegenden Ansicht, welche den Einbruch dieser drei Meere an die Grenze des Tertiärs und Quartärs verlegt, weisen verschiedene Umstände auf eine Entstehung im jüngeren Diluvium hin, während die frühere Bruchbildung mehr vorbereitenden Charakter trug.

Kleinasien ist ein allseitig von Gebirgsketten umschlossenes Hochland, dessen mittlere Erhebung etwa 1200 m beträgt: das Tafelland selbst liegt durchschnittlich 1000 m hoch und senkt sich nur nach dem durch Einbrüche erniedrigten und mannigfach gegliederten Westen bis auf 900 m und darunter. Auch das Innere wird von einzelnen Gebirgszügen überragt und in verschiedene, z. T. als abflußlose Steppen oder Wüsten ausgebildete Kammern zerlegt. Die meisten Grenzen von Hoch- und Tiefland sind durch Bewegungen der Erdkruste in geologisch junger Zeit bedingt. Aus der Kenntnis der geologischen Grundlinien ergaben sich daher unmittelbar Schlüsse auf die Verkehrswege und die Formen der Siedelung.

Höhe und Aufbau der Randgebirge zeigt die größten Verschiedenheiten. Am mächtigsten ist das vielfach zur Hochge-

birgshöhe emporsteigende taurische System, das mit seiner Längenausdehnung von 1700 km sogar die der Alpen um 400 km übertrifft. Wenngleich Gletscher jetzt fehlen, dauern doch Schneeflecken das ganze Jahr aus, und Spuren lokaler eiszeitlicher Gletscher sind am Bulgar dagh vorhanden.

Von den übrigen Randgebirgen ragt mit rd. 2500 m nur der mysische Olymp über Mittelgebirgshöhe empor und zeigt ebenfalls Spuren eiszeitlicher Lokalgletscher; an dem nur 2300 m erreichenden Dül Dül dagh (im Amanos) konnte ich dagegen keine Gletscherspuren auffinden.

Über den mannigfaltigen Aufbau der Gebirge sind wir ungleich unterrichtet. Zusammenhängende Aufnahmen besitzen wir — Dank den Reisen Philippsons — für den Westen und Nordwesten sowie durch R. Leonhard für das alte Paphlagonien und Galatien. Für den Tauros und seine östliche Fortsetzung liegen, auch abgesehen von der genau untersuchten Bahnstrecke, einige Routenaufnahmen vor; doch ist der Zusammenhang mit dem westlichen Gebirge noch nicht hergestellt. Am wenigsten ist über die südwestlichen und südlichen Bergländer (Lykien, Pamphylien, Isaurien) bekannt.

Abgesehen von den Beziehungen des Westens zu Europa stellt die Hauptmasse Anatoliens ein verkleinertes Abbild der zwei großen asiatischen Gebirgsrümpfe (oder „Scheitel“) dar, die ihrerseits von O nach W an Größe abnehmen. Der großen zentralasiatischen Masse, die im Süden vom Himalaya, im Norden von wesentlich älteren Gebirgszügen umsäumt wird, folgt das Hochland von Iran und dann im Westen die wesentlich kleinere anatolische Hochfläche. Auch hier haben sich geologisch jüngere Gebirgsketten einem uralten Kerne angegliedert.

Wie im Osten, so trägt auch in Kleinasien die Entwickelungsgeschichte dieser jüngeren Faltungsketten einen vielgestaltigen Charakter. Die südlichen Randgebirge, das taurische Gebirgssystem (oder die Tauriden) stellen einen Ausläufer der südiranischen oder Zagros-Ketten dar und haben mit den nordanatolischen (oder westpontischen) Faltungszonen keine stratigraphische oder tektonische Ähnlichkeit. Letztere ähneln noch am meisten den durch jüngere Einbrüche mannigfach zerstückelten Gebirgszügen, welche den Westen der Halbinsel erfüllen und in unmittelbarem Zusammenhang mit den Faltungszonen der ägäischen Inselwelt und des griechischen Festlandes stehen. Süden, Mitte und Norden Kleinasiens zeigen somit eine gänzlich abweichende Entwicklung, die im folgenden geschildert wird. Nur die Abbrüche, welche überall die Küsten bilden, gehören der gleichen quartären Zeit an.

Für die Jugendlichkeit des Einbruches der Ägäis spricht insbesondere der Charakter der Landtiere:

Die Tierwelt Kleinasiens zeigt, soweit es sich nicht um das Hineinfluten indoafrikanischer Ausläufer handelt, einen durchaus europäischen Charakter. Bezeichnende Elemente sind die Hirsche, Ziegen und Steinböcke sowie die kleineren Raubtiere. Noch südlich der kilikischen Ebene im Amanos kommt der europäische Fuchs in der kleinen mediterranen Form vor, und in gleicher Richtung verbreitet sich der Steinmarder, der Dachs und das Reh. Steinböcke, die sich durch die enge Stellung der Knoten ihres Gehörns von der Bezoarziege unterscheiden, sind auf den Kaukasus beschränkt. Ihr Fehlen in den Gebirgen Anatoliens könnte als europäisches Merkmal dieser Gebiete gedeutet werden, da sie auch auf der Balkanhalbinsel fehlen.

Fast noch auffälliger ist die Verteilung der Hirsche. Der Edelhirsch, das Reh und das Damwild sind im Tauros nicht mehr vorhanden, sei es, daß sie ausgerottet sind, sei es, daß sie ursprünglich fehlten. Aus dem Amanos und zwar aus seinen südlichen Laubwäldern liegt dagegen eine frisch abgeworfene Damschaufel sowie eine Stange eines kräftigen Kronen-Zwölfenders vor. Beide stammen aus der Gegend des Kloster. Scheckly, während mir das Gehörn eines im Bast geschossenen Rehbockes aus der Gegend von Alexandrette (südlich von der Amanischen Pforte) vorliegt. Recht häufig ist eine kleine Varietät unseres Dachses, die bei Bagtsché und Keller häufig vorkommt und sich von hier bis Palästina verbreitet. Wohl am bemerkenswertesten ist das vereinzelte Vorkommen des Bibers im Bagtsché-Tschai in der oberen Ebene von Bagtsché. Ich habe zwar die Bauten nicht selbst gesehen, doch sind von zuverlässigen Beobachtern sowohl die Bauten als auch die Tiere beim Bau beobachtet und Felle erbeutet worden. Das weite südliche Vordringen all dieser, für Kälte und Feuchtigkeit bezeichnenden Organismen ist nur im Zusammenhang mit den Überresten der großen Pluvialperiode verständlich: Terrassenschotter und Nagelfluhdecken deuten im Tauros wie im Amanos auf eine wesentlich niederschlagsreichere Periode während des jüngeren Quartärs hin. In dieser feuchteren Zeit konnten sich von Griechenland bis zu dem armenischen Hochlande und dem Kaukasus Gebirgsbewohner und Waldbäume sowie die von ihnen abhängigen Tiere weit nach Osten und Süden verbreiten und an günstig gelegenen Punkten bis in die Gegenwart ausdauern. Auch das Vorkommen der Erdsalamander (*Salamandra* sp.) bei Bagtsché, deren Larven ich in einer Quelle bei ca. 1200 m Höhe fand, wird unter diesem Gesichtspunkte verständlich.

Von besonderer Bedeutung für die Entstehungszeit des ägäischen Einbruches sind die neuerdings über die Tierwelt Kretas gemachten Beobachtungen, besonders über die Häufigkeit des Wildrindes (*Bos primigenius*,) und des Bisons.

Auch auf assyrischen und ägyptischen Reliefs, die wohl z. T. Vorbilder des bekannten in Lakonien gefundenen goldenen Vaphios-Bechers waren, wird der Urstier (*B. primigenius*) — der in jenen Gegenden jetzt ausgestorben ist — mit Vorliebe als Ziel der Jagd abgebildet. Aus der fossilen in den Höhlen des Libanon gefundenen Tierwelt entsprechen die Raubtiere, Ziegen, der Damhirsch (*Dama* cf. *mesopotamica*) und Edelhirsch der noch in Anatolien und weiter westlich in Europa lebenden Fauna, während der Wisent, dessen letzte Reste sich am Nordabhange des Kaukasus in freier Wildbahn finden, heute diesen Gegenden vollkommen fremd ist. Deutliche Darstellungen des Wisents hat R. Leonhard auf paphlagonischen Felsenreliefs gefunden.

Die ausgestorbene anatolische Tierwelt entspricht jedenfalls einem feuchteren Klima, auf das auch viele andere Beobachtungen hinweisen. Andererseits beweist die geringfügige Entwicklung eiszeitlicher Spuren in dem bis 3600 m hohen Tauros, daß die Niederschläge im Anfang und der Mitte der Quartärzeit gering waren. Der Grund für die Geringfügigkeit der Niederschläge könnte in der jungen Entstehung der Küstenbrüche gesucht werden. Wenn der Zusammenhang von Zypern mit den gegenüberliegenden Gebirgszügen des Amanos und Kurdengebirges bis in die Quartärzeit hinein dauerte, so schlugen die Feuchtigkeit bringenden Mittelmeerwinde ihren Wassergehalt schon auf den Ketten des zyprischen Vorlandes nieder, ohne den Tauros zu erreichen.

Die Höhe der bedeutendsten Erhebung des Amanos, des Dül Dül dagh, beträgt noch jetzt 2300 m, und eine ähnliche Erhebung wird man sicherlich auch seiner nach Zypern reichenden Fortsetzung vor der Abtrennung dieser Insel zuschreiben dürfen. Eine solche Erhebung erscheint aber vollkommen geeignet, um den Niederschlag der Feuchtigkeit aus den Seewinden zu bewirken, und wenn diese Winde nur in ausgetrocknetem Zustand zum Hohen Tauros gelangten, erklärt sich hier die dürftige Entwickelung des Glazialphänomens ohne Schwierigkeit.

Ein weiterer Hinweis auf die Tierwelt Europas ist die Verbreitung der Bezoarziege (*Capra aegagrus*) auf Kreta, auf zwei kleinen ägäischen Inseln Eremomilo und Djura, im Tauros und im zentralen Hocharmenien. Von noch größerer Bedeutung für die Frage des jugendlichen Einbruches der Ägäis ist das

Vorkommen der Gemse im Kaukasus. Diese Tatsache weist deutlich auf das Vordringen europäischer Hochgebirgstiere von Westen nach Osten hin. Und zwar haben die Gemsen, die in der gleichen Art in den Pyrenäen, den Alpen, der Tatra und Herzegowina auftreten, ihre Wanderung nach Osten erst gegen Ende der Eiszeit angetreten, da wir aus der Voreiszeit und der eigentlichen Eiszeit das Vorhandensein einer in vieler Beziehung abweichenden Tierwelt nachweisen können.

Süßwassermuscheln und -schnecken[1], die auf dem Boden des Bosporus, des Marmara- und Schwarzen Meeres gedredscht wurden, weisen gleichfalls darauf hin, daß die Abtrennung der kleinasiatischen Halbinsel zeitlich nicht allzuweit zurückliegen kann. Die Schalen liegen frei oder unter einer so unbedeutenden Sedimenthülle, daß sie das Schleppnetz vom Meeresgrunde herauszubefördern vermag. Diese Süßwasserbewohner lebten teils in den, Teile des heutigen Pontus einnehmenden Süßwasserseen, teils in dort mündenden Flüssen. Auf die Ähnlichkeit von Dardanellen und Bosporus mit einem nach NO fließenden Flußlaufe ist schon wiederholt hingewiesen worden.

b) Die Flußentwickelung Kleinasiens.

Während sich diese Tatsache gut in die Annahme eines jugendlichen Einbruches des Marmarameeres fügt, könnten die mächtigen Deltas der kleinasiatischen Ströme im ersten Augenblick dagegen sprechen. Die Deltas des Halys und Iris (Kisil und Jeschil Irmak) schieben sich vom eigentlichen Absturz des Hochlandes aus 20—30 km in das Meer hinein. Die Ausdehnung der Flußalluvien hat sich in historischer Zeit auch im Süden Anatoliens erheblich vergrößert. Tarsus, die Geburtsstadt des Apostels Paulus, war im Altertum ein Seehafen und liegt jetzt 20 km weit im Lande. Die bekannte Verschlammung der ionischen Häfen erreicht an der Westküste Kleinasiens ähnliche Beträge, wird aber durch die Sedimentarbeit des Euphrat und Tigris noch weit in Schatten gestellt.

Der Schatt-el-Arab, der gemeinsame, etwa 150 km lange Vereinigungstrom des Euphrat und Tigris, bestand in der ältesten historischen Vergangenheit des Landes, d. h. zurzeit der Sumerer und Akkader, noch nicht. Erst aus den letzten Jahrhunderten vor Beginn unserer Zeitrechnung liegen historische Überlieferungen aus diesem Gebiete vor. Die Historiker schließen daraus mit Recht, daß sich der persische Meerbusen vor $2\frac{1}{2}$ Jahrtausenden

---

[1] *Dreyssensia polymorpha* und *rostriformis*, *Didacna*, *Adacna* und *Micromelania*.

noch über 100 km weit in das Land erstreckte, und der Geologe darf vermuten, daß die Zuschüttung des Stromgebietes lediglich durch die aufhöhende Sedimentation der beiden Ströme erfolgt ist. Demnach ist dem persischen Meerbusen im Verlaufe verhältnismäßig geringer Zeit eine Alluvialzone von 130—140 km Breite abgewonnen worden. Doch haben diese Tatsachen keine ausschlaggebende Bedeutung für die Frage der Altersbestimmung der Küsten Kleinasiens. Schon die steilwandige Cañonform der Durchbruchstäler erklärt die energisch abtragende und anhäufende Tätigkeit der Flüsse in ausreichendem Maße.

Einen weiteren Beweis für die Jugendlichkeit der anatolischen Küsten liefern die Flüsse Südrußlands. Dnjepr nnd Don fließen ebenso wie die westlicher gelegenen Flüsse nach Südosten, d. h. in der Richtung auf die ehemaligen im Osten des heutigen Pontus gelegenen Binnenseen und den Kaspi. Der Unterlauf des Dnjepr und Don ist jedoch fast spitzwinklig nach Südwesten umgeknickt Dieser eigentümliche Verlauf ist nur durch Schaffung einer neuen Erosionsbasis zu erklären, deren Ursache in dem tiefen Einbruch des Schwarzen Meeres zu suchen ist. Von dem, wie die *Dreyssensia*-Funde lehren, um 800—1000 m versenkten Seespiegel der Süßwasserseen schnitten sich neue Flüsse rückwärts in nordöstlicher Richtung ein, bis sie die Mittelläufe des Don und Dnjepr erreichten und abzapften. Besonders bezeichnend für die Form der Abzapfung ist der Verlauf des Manytschtales, das sich in der Verlängerung des Donjez vom Nordostende des Asowschen Meeres bis zum Kaspischen Meer in südöstlicher Richtung erstreckt. Diese Talsenke wird heute von dem unbedeutenden Manytschflusse eingenommen, während sie ursprünglich die Wasser des Donjez zum Kaspischen Meer führte. Somit wurde auch der alte Unterlauf des Don ebenso wie der Dnjepr durch den Einbruch und die tiefe Lage des Schwarzen Meeres nach Südwesten abgelenkt. Die Manytschniederung bildet noch jetzt bei Hochwasser des Don eine Wasserverbindung zwischen Asowschem und Kaspischem Meere. Ein deutscher Ingenieur Namens Bergsträsser konnte vor etwa 4 Jahrzehnten anläßlich der Vorarbeiten zu einer Kanalverbindung zwischen beiden Meeren den Manytsch in seiner ganzen Länge mit einem achtrudrigen Boot befahren. Alle diese Beobachtungsreihen fügen sich gut in die Annahme, daß die drei Meeresbecken, welche die kleinasiatische Halbinsel von Europa trennen, erst in der zweiten Hälfte und in ihrer letzten Ausbildung am Ende des Quartärs entstanden sind.

Auch für die Geschichte der Täler im Inneren Kleinasiens ist das jugendliche Alter der Küstenbrüche maßgebend.

Man kann im wesentlichen die den großen ostwestlichen Gräben folgenden Längstäler des Westens und die zahlreichen größeren und kleineren Durchbrüche des Nordens und Südens unterscheiden. Die ostwestlichen Gräben haben nur dort, wo sie in die Masse Anatoliens einschneiden, zur Entstehung von Talsystemen Anlaß gegeben, so am Hermos, Kayster und Maeander. Die der Nordküste genäherten bithynischen Gräben von Nikaea (Isnik) und Nikomedia (Ismid) enthalten dagegen Süßwasserseen und Meeresbuchten, während ein großer Fluß, wie der Sangarios (Sakaria), quer hindurch eilt. Die von dem jungen Pontus aus rückwärts einschneidende Erosion hat offenbar den untersten Abschnitt des Sakaria zuletzt gebildet.

Die eigentlichen Durchbruchstäler zeigen nun von dem russischen Grenzfluß, dem Tschorok (bei Artwin), bis zu den verhältnismäßig wasserarmen, die gewaltige Gebirgsmasse des Tauros durchnagenden Flüssen dieselben Grundzüge jugendlicher Entstehung.

Den Ausgang der Durchsägung der beiden Taurosketten bildete der in geologischer Vorzeit (im Anfang der Miocänperiode) entstandene Einbruch der nordsüdlichen, im Innern des Gebirges liegenden Senke.

Von dieser innertaurischen oder Tekirsenke aus bildeten sich nun Erosionsrisse, welche die Kalkmauern jederseits anschnitten. Insbesondere ist das weite, von Nebenbächen durchsetzte Gebiet der kleinen Tschakitschlucht (von Bosanti han bis Belemedik) ein älteres Talgebiet von verhältnismäßig reifen Erosionsformen. Der Bahnbau begegnet dementsprechend in diesem Bereiche keinen Schwierigkeiten. Noch rascher arbeitete von der kilikischen Ebene aus rückwärts einsägend die Erosion, da hier die größten Wassermengen allwinterlich niederfallen. Der oberirdischen Erosion kam die Erosion der Höhlenflüsse von unten her entgegen, bis die von beiden Seiten aus arbeitenden Flußläufe sich in der Mitte begegneten. Nachdem die Vereinigung erfolgt war, arbeitete die Erosion auf der Südseite in besonders raschem Tempo, da hier sowohl größere Niederschläge wie stärkere Gefälle zu suchen waren. Diese Arbeitsstätte jugendlicher Erosion ist die Große Tschakitschlucht mit ihren gewaltigen, 1000—1300 m Höhe messenden Steilwänden, die auf den ersten Blick von den „reifen“ Formen der kleinen Schlucht zu unterscheiden sind.

In ähnlicher Weise wie die ausschließlich aus Kalk bestehende Masse des kilikischen Taurus wurde auch die Hauptkette der kappadokischen Zone von Osten und Westen aus gleichzeitig angeschnitten. In den niedrigeren Schieferbergen, welche die

innere Hochfläche überragen, waren geringere Höhenunterschiede zu überwinden, in der höheren Kohlenkalkzone des Bulgar dagh arbeitete wiederum die Höhlenerosion dem oberirdischen Einschneiden vor. Daß auch hier — trotz oder vielleicht auch wegen der dem Kalk eingelagerten Schiefer — das unterirdische Abflußsystem sehr ausgebildet ist, zeigt die mächtige Quelle, welche am rechten Tschakitufer unmittelbar oberhalb Ak köprü entspringt. Ihr Zusammmenhang mit den über 3000 m hohen, dauernd mit Schnee bedeckten Erhebungen des Bulgar dagh geht aus zwei Tatsachen hervor: 1. Die Temperatur der Quelle ist sehr niedrig (3—4° C). 2. Das Wasser rinnt das ganze Jahr über. Hingegen verliert der Blautopf am Eingange der Kleinen Schlucht, der von ca 2000 m hohen Bergen überragt wird, sein Wasser am Beginn des Herbstes vollkommen.

c) Die Durchbruchstäler des Tauros.

Vgl. die Routenkarte. (Tafel XXII.)

Die jüngste Entwickelung der Durchbruchstäler zeigt demnach folgende Abschnitte:

Während der jüngeren Tertiärzeit bildete sich auf beiden Seiten der durch die innertaurische Senke geschiedenen zwei Hochgebirgszonen ein regelmäßiges Abflußsystem aus. Dann setzte die Pluvialperiode mit einer gewaltigen Niederschlagsmenge ein und vereinigte die durch den Einsturz der Höhlenflüsse gebildeten Talstücke der Wasserläufe zu einem offenen Cañon. Wahrscheinlich ist noch während der Pluvialperiode der Tschakit in mehr westlicher Richtung, etwa der heutigen Bahntrasse folgend, durch den Kilikischen Taurus abgeflossen, und der letzte Durchbruch zur kilikischen Ebene ist somit erst ein Werk der letzten Vergangenheit. Es handelt sich also im wesentlichen um einen Vorgang der rückschreitenden Erosion, die, verbunden mit der unterirdischen Tätigkeit der Höhlenflüsse eines Karstgebirges, die Kalkkette schließlich an der schmalsten Stelle durchbrach.

Dem am Tschakit und Kerkun vollendeten Durchbruch des Kalkgebirges geht ein Stadium voraus, das wir weiter westlich in den Quellengebieten des Eurymedon und Kestros beobachten können. Beide Flüsse entspringen mit den im Kalkgebirge gewöhnlichen großen Wassermengen westlich und östlich des Egerdir-göl. Dieser See ist eine der im randlichen Gebiete des inneren Antoliens vorkommenden Süßwasseransammlungen mit unterirdischem Abfluß. Der Abfluß, der — nach F. Sarre —

genau südlich des Sees in einigen Abflußklüften oder Katavothren verschwindet, liegt zwischen den Quellen des Eurymedon und Kestros. Eine unterirdische Verbindung zwischen dem verschwindenden Seeabfluß und den Flußquellen ist somit mehr als wahrscheinlich. Sobald also diese Höhlenflüsse sich durch allmählichen Einsturz des Höhlendaches in oberirdische Cañons umgewandelt haben werden, wird im Bereich der pamphylisch-pisidischen Kalkgebirge dieselbe Form der Durchbruchstäler entstehen, die sich in Kilikien bereits zweimal ausgebildet hat.

Die Flußsysteme Kleinasiens befinden sich somit noch in einer Sturm- und Drangperiode, die dem jugendlichen Alter der Küstenbrüche entspricht:

a) Die kleinen Küstenflüsse des pontischen Eruptivlandes verlaufen genau parallel zueinander und stehen senkrecht zur Küste.

b) Die unteren (äußeren) Durchbruchstäler des Tschorok, Halys, Iris, Sakaria, Euphrat, Kerkun, Tschakit sind entsprechend dem geringen Alter der Küstenbrüche ebenfalls jung.

c) Die roten, pluvialen Schotter und Nagelfluhschichten des Tauros sind auf die älteren (tektonischen) Täler beschränkt und fehlen in den postpluvialen Durchbrüchen, d. h. im Tschakit- und Kerkuntal.

d) Die alten Talformen des Bosporus und der Dardanellen sind so wenig verändert, daß schon die vollkommen deutliche Erhaltung des Talprofils und der Terrassen in dem niederschlagsreichen Klima für ein jugendliches Alter des Einbruches spricht.

Der Tauros wird in der Mitte zwischen den beiden Haupterhebungen des Bulgar dagh (3600 m) und Ala dagh (rd. 3300 m) von den zwei gewaltigen Schluchten des Tschakit- und Kerkun tschai durchbrochen. Der Ursprung der beiden wasserreichen Flüsse liegt also auf der dem trockenen anatolischen Hochlande zugekehrten Seite, während die Stelle des Doppeldurchbruches durch die geringere um etwa 1000 m hinter Bulgar- und Ala dagh zurückbleibende Erhebung des mittleren Tauros bezeichnet wird. Der während des ganzen Sommers ausdauernde Wasserreichtum der beiden Flüsse findet eine verhältnismäßig einfache Erklärung in der Schneemenge der beiden bis 3600 und 3300 m aufragenden Gebirgsstöcke. Insbesondere sind auf dem Bulgar dagh, dem Ursprung der Tschakitgewässer, Schneeflecken bis tief in den Herbst sichtbar, und bei dem Ala dagh ersetzt die räumliche Ausdehnung der Massenerhebung die etwas geringere absolute Höhe.

Der größere Wasserreichtum und die enorme Steilheit der Wände des Kerkun-su wird nicht nur durch die bedeutende plateauartige Erhebung des Ala dagh bedingt. Vielmehr begünstigt der Bau des Gebirges die Sammlung der norwestwärts abfließenden Gewässer. Denn der große innertaurische Graben — der sich von Kaisarié bis Gülek Boghas ausdehnt — sammelt die Abflüsse des Ala dagh in einer Längsausdehnung von rd. 50 km.

Diese besonders zur Zeit der Schneeschmelze und in den herbstlichen Äquinoktien gewaltig anschwellenden Hochwässer erklären die Schnelligkeit des Einschneidens in die Tiefe und die enorme Steilheit der Wände in der Kerkunschlucht, die selbst für die Kunst moderner Ingenieure ein unüberwindliches Hindernis bildet. Nur die Royal gorge im Staate Colorado kommt an Steilheit den Kerkunwänden gleich, die sie jedoch an Höhe um das vier- und fünffache übertreffen. In den zugeschärften Kämmen des Bulgar dagh sind die Vorbedingungen für die Ansammlung des Schnees geringer, ferner ist hier die für die Sammlung der Gewässer in Betracht kommende Längsausdehnung der innertaurischen Senke weniger bedeutend. Infolgedessen findet in dem eigentlichen Hochgebirge ein weniger rasches Einsägen statt, und auf den nur im Vergleich zum Kerkun-Cañon minder steilen Wänden der Tschakit-Schlucht ist der Bahnbau bei reichlicher Verwendung von Tunnels immerhin möglich.

Das Verhältnis der Gebirgsgeschichte zu der Erosionsarbeit erheischt jedoch eine noch nähere Besprechung.

Die beiden Durchbruchstäler des Tauros erinnern in verkleinertem Maße an den Brahmaputra. Der Ursprung auf der inneren kontinentalen Seite, der Durchbruch eines gewaltigen Hochgebirges und die Mündungslage in einer durch die eigenen Ablagerungen geschaffenen Tiefebene sind hier wie dort die gleichen, so daß möglicherweise die Erforschung der besser zugänglichen anatolischen Täler auch Fingerzeige für die Deutung eines unbekannten indischen Stromes gibt. Wenn auch die englische in das Gebiet der Albors entsandte Expedition in geographischer Hinsicht wenig Erfolg gehabt hat, so steht doch so viel fest, daß der Brahmaputra nicht mit einem großen Wasserfall, sondern in einer Reihe von Stromschnellen die Himalaya-Kette durchbricht. Auch in dieser Hinsicht stimmen Tschakit und Kerkun mit dem indischen Strome überein.

Auch in landschaftlicher Hinsicht umschließt der Verlauf der Durchbruchstäler die größten Gegensätze: auf die alten denudierten kappadokischen Schieferberge mit ihrer dürftigen Steppenvegetation folgen die wild eingerissenen Cañons des

von reichem Baumwuchs bedeckten Hochgebirges. Das Mündungsgebiet ist die gut bewässerte kilikische Ebene, deren Baumwoll- und Zuckerrohrpflanzungen, Maulbeerbäume, Palmen und Opuntien schon den Übergang zu den Subtropen bilden. Den Übergang zwischen den Aleppokiefern, Zedern und Apollotannen der hohen Gebirge und den Kulturfeldern bilden die mediterranen, immergrünen Wälder und Macchien, in denen neben Lorbeer- und Granatbäumen das üppige Wachstum der wilden Olive besonders bemerkenswert ist. An der Küste selbst wird allerdings die Sumpffläche des rasch wachsenden Deltas durch öde Dünenreihen unterbrochen.

Die natürliche Brücke des Tschakit (Yerköprü). (p. 34.)

Die Entstehung der ca. 150 m langen, gelegentlich bei Hochwasser vom Tschakit überschwemmten natürlichen Brücke ist folgendermaßen zu erklären. Von den steilen Dolomitwänden des linken Ufers des Tschakit erfolgten häufige Bergstürze, wie gewaltige, die Oberfläche bedeckende Blöcke beweisen, die jedoch auch in der Gegenwart die Brücke nicht durchschlagen haben. Ein den jetzigen Ereignissen ähnlicher älterer Bergsturz dürfte die Schlucht z. T. angefüllt haben, ohne jedoch das Hindurchlaufen des Flußwassers zwischen den großen Blöcken zu verhindern. Die zahlreichen, noch jetzt am Fuß dieser Wände mündenden kalkreichen Quellen haben dann später durch reichlichen Travertinabsatz die natürliche Blockbrücke verbunden und an ihrer Oberfläche zementiert, ohne auch ihrerseits das Hindurchdringen des Flußwassers zu hindern. Oberflächlich beobachtet man jedenfalls nur Travertin, der von feinen, kalkigen Flußsanden als Beweis der gelegentlichen Überflutung bedeckt wird. Bergsturzblöcke sind inmitten des Travertins nicht sichtbar, doch beweisen die gewaltige Steilheit des linken Gehänges sowie die noch jetzt auf der Brücke lagernden jungen Bergsturztrümmer, daß die obige Annahme den natürlichen Vorgängen entspricht.

Auf der nur in 300 m Meereshöhe liegenden natürlichen Brücke hat sich eine üppige Vegetation angesiedelt. Feigen- und Granatbäume, die sonst der nahen Umgebung fehlen, fallen bei Yerköprü durch ihren kräftigen Wuchs besonders ins Auge.

Die Beschreibung, welche Strabo[1] (Geographie, XII. Buch, II. Kapitel) von seinem „Pyramus" entwirft, kann sich nur auf den Tschakit beziehen, der ohnehin wegen seiner geringen Ent-

[1]) Griechische Prosaiker in neuen Übersetzungen. Strabos Geographie. Übersetzt von Karl Kärcher. VIII. Band. Stuttgart 1834. Seite 986 u. 987.

fernung von der kilikischen Pforte der Vorstellung der Alten näher lag als der gewöhnlich auf den Pyramus bezogene Djihan.

Drei Eigentümlichkeiten erwähnt Strabo bei seinem Pyramus:

1. Den Ursprung im ebenen Land: die nahe bei Ulu Kischla liegende Quelle des Tschakit entspricht dieser Beschreibung viel besser als der Ursprung des Djihan im Bimbogha dagh (Antitauros).

2. Die natürliche Brücke, deren nähere Schilderung bei Strabo durchaus an Yerköprü erinnert: „Durch eine bedeutende Grube strömt sein Wasser eine lange Strecke unter der Erde fort und kommt dann wieder zum Vorschein. Stößt man von oben herab eine Lanze in die Grube, so wirkt die Gewalt des Wassers so stark dagegen, daß jene kaum etwas hineingeht."

Allerdings trifft die Erklärung Strabos, daß die „in die Grube gestoßene Lanze durch die Gewalt herausgetrieben werde", nicht zu. Tatsächlich würde eine in den Einlauf gestoßene Stange nicht in die Tiefe gelangen, aber lediglich deshalb, weil zwischen den übereinander gehäuften Bergsturztrümmern kein Raum vorhanden ist. Auf den Gedanken Strabos wird man aber durch die in den Strudel in dauernder wirbelnder Bewegung gehaltenen Baumstämme geführt, die allmählich zerrieben werden.

3. Die dritte Übereinstimmung zwischen Tschakit und dem Pyramus Strabos ist die „wunderbar" enge Schlucht, durch welche der Fluß endgültig zur Ebene durchbricht: „Wunderbar ist auch die Spalte des Berges, wo das Bett des Flusses durchbricht. Denn wie bei Felsen, die Risse bekommen und sich voneinander gespalten haben, die Hervorragungen der einen Seite so beschaffen sind, daß sie in die Vertiefungen der andern Seite passen: so sah ich auch hier bei den Felsen über dem Flusse, die, von den beiderseitigen Enden an gerechnet, zwei oder drei Plethren[1]) voneinander entfernt sind, die Vertiefungen den Hervorragungen entsprechen. Der Boden dazwischen ist ganz felsig, tief und so eng, daß er in der Mitte nur einen Riß läßt, über den ein Hund und ein Hase springen kann."

Wenn auch die Angabe, daß ein Hund oder ein Hase über den Riß springen könnte, nicht wörtlich zu nehmen ist, so gibt doch die Beschreibung ein recht anschauliches Bild von der ungemeinen Schmalheit des Cañons.

Ein tiefer Cañon ist der einzige Vergleichspunkt zwischen Tschakit und Djihan. Aber die Klamm, die letzterer bei Ilidje (unweit Harunje) durchfließt, ist zwar eng, würde aber niemals

[1]) Zusammen knapp 100 m.

die Vorstellung erwecken, daß „ein Hund oder Hase“ darüberspringen könnte.

Wenn somit der Tschakit mit dem Pyramus zu identifizieren ist, so braucht damit noch nicht einmal STRABO einer Verwechslung beschuldigt zu werden. Bekanntlich haben die Mündungen der sedimentreichen Flüsse Seihun und Djihan fortdauernd gewechselt — achtmal seit Beginn unserer Zeitrechnung. Es erscheint recht wohl denkbar, daß bei einem genau südwärts gerichteten Lauf der Pyramus STRABOS, d. h. der Tschakit, auch bei „Antiochia ad Pyramum“ bei dem Kap Karatasch gemündet hat. Jedenfalls hat STRABO mit durchaus richtigem Blick den gewaltigen Landzuwachs beobachtet, den der Sedimentreichtum des kilikischen Küstenstroms und sein wechselnder Wasserstand bedingt: „Wenn der Fluß aus dem Gebirge herauskommt, so führt er eine solche Menge Schlamm, teils aus Kataonien, teils aus den kilikischen Ebenen dem Meere zu, daß man folgendes auf ihn ausgesprochene Orakel kennt: „Einst wird kommen die Zeit, wo der Pyramus reißenden Laufes, Land aufhäufend vor sich, zur heiligen Kypros gelanget.“ Hier ereignet sich nämlich etwas ähnliches wie in Ägypten, wo der Nil durch den Schlamm immer mehr festes Land ansetzt.“

Wenn auch die Weissagung von der Verbindung zwischen Zypern und dem Festland noch nicht ganz eingetroffen ist, so verdient immerhin die alte Seestadt Tarsus jetzt nur noch ihren Namen etwa mit demselben Rechte wie „die Seestadt Leipzig.“ Tarsus ist seit dem Altertum 20 km weit in das Land gerückt, und nur mit Mühe ist die Lage des Hafens noch an einem Süßwasserteich zu erkennen. Jedenfalls macht die Voraussage dieser gewaltigen Landanschwemmung, die der gewaltigen Erosionsarbeit im Taurus und den vortaurischen Hügeln entspricht, dem Scharfblicke STRABOS alle Ehre.

Die Amanische Pforte und die Schotterterrassen in Anatolien und im Osten der kilikischen Ebene.

(Vergl. die Routenkarte Tafel XXIII.)

Nachdem die Bahn bei Tschakal deré den Djihan überschritten und damit den Bereich der niedrigen, von Norden nach Süden streichenden, paläozoischen Klippen verlassen hat, folgt im Süden als Vorkette des Amanos ein langgestreckter, niederer Bergzug (der Tschangly dagh), dessen Kammlinie aus Kalk gebildet wird. Die Hauptmasse dieser nicht näher untersuchten Kette scheint jedoch aus sandigen Mergeln zu bestehen, bei denen die vertikale Aufrichtung und das NNO-Streichen bereits die Kennzeichen des taurischen Gebirgssystems zeigt.

Die Nordgrenze des Gebirgszuges wird von dem Kara tschai (Schwarzwasser) gebildet, der jetzt nördlich von Hamidié in den Djihan mündet. Früher (in jungquartärer und postquartärer Zeit) bog der Kara tschai nach S um und schnitt die Amanische Pforte (Pylae Amanicae) südlich von Toprak kalé in die Ausläufer des Tschangly dagh ein.

Die Lavadecke, welche bei Toprak kalé und der Amanischen Pforte die Oberfläche des Plateaus bildete, dürfte spätpliocänes Alter haben, während die Auffaltung der miocänen Mergel etwa dem Altpliocän angehören könnte.

Jedenfalls ist die gesamte heutige Oberflächenform der Amanischen Pforte ein Werk komplizierter Erosionsvorgänge, die im wesentlichen der Quartärzeit, d. h. der Pluvialperiode angehören. Die großen, ausgedehnten rezenten Schottermassen der Ebene von Osmanié haben ihren Ursprung in den noch ausgedehnteren Schotterterrassen, über welche die Bahn östlich von Deirmen Otschak nach Jar Baschi emporführt.

Die Schottermassen der 4—5 km breiten Ebene von Osmanié sind durch den Bahnbau an verschiedenen Stellen aufgeschlossen worden und zeigen überall eine Mächtigkeit von mindestens 6 m, d. h. bei 6 m wurde die untere Kante der Schotter nicht erreicht. Die Mächtigkeit dieser einem Konglomerat ähnlichen Schotter bedingt den nach NW gerichteten Lauf des Bagtsche tschai, der früher von Osmanié in genau westlicher Richtung dem Laufe des Kara tschai gefolgt ist.

Von ähnlicher Bedeutung wie in den Taurostälern und an dem kilikischen Abhang des Amanos ist nach den zutreffenden Anschauungen G. Bergs[1]) die Bedeutung der Schotterterrassen im Innern Anatoliens und weiter östlich:

„Vom westlichsten bis zum östlichsten Anatolien, ja bis tief nach Türkisch-Armenien hinein, tritt uns allenthalben dieselbe charakteristische Ausbildung der Flußtäler entgegen. Mit schnellem Laufe über Stromschnellen und kleine Wasserfälle eilen sie zwischen steilen, jugendlichen Talwänden dahin und treten dann plötzlich in große, vollständig ebene beckenförmige Talweitungen, die sie teils in mäandrierendem Laufe langsam durchziehen, teils in niedrigen Cañonschluchten durchschneiden, welche sie in die stets sehr mächtigen Akkumulate am Boden der Becken eingefressen haben. Scharf setzen sich die meist fruchtbaren Auen gegen die umrandenden, unwirtlichen, schroffen Gebirge ab; und um von einem Becken in das andere zu ge-

[1]) Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges., Bd. 62 p. 462 ff.

langen, muß man entweder hohe Gebirgspässe überschreiten oder seinen Weg durch enge, vom Fluß fast völlig erfüllte steilwandige Gebirgstäler nehmen". [Daß ein besonderer Name („Ova“) für diese abflußlosen Becken und ihre Ausfüllungen nicht empfehlenswert ist, hat HETTNER eingehend nachgewiesen.]

Im Innern des westlichen Kleinasiens schließen sich die jugendlichen Schotteranhäufungen zu einer gewaltigen Fläche, zur Lykaonischen Senke, zusammen. Da hier die kleinen und größeren aus den Gebirgen hervortretenden Flüsse nicht weit ins Innere der Ebene eindringen können, sondern schon nahe am Rande versiegen, so bildet sich ein Steppencharakter der Landschaft aus. Nahe den Küsten im nördlichen, westlichen und südlichen Teile des Landes fehlen die Talebenen fast völlig, doch zeigen uns die gewaltigen Akkumulationsterrassen, daß auch hier eine Zeitlang die Erosion fast ganz aufgehoben und eine allgemeine Auffüllung aller bestehenden Hohlformen im Gange war.

Die charakteristischen Oberflächenformen Kleinasiens erklären sich nach G. BERG durch die Annahme, daß nach einer Zeit ausgereifter Erosion eine beträchtliche Höherlegung der Erosionsbasis erfolgte, durch die sich alle Täler auf mehrere hundert Meter Höhe mit Schottern und lakustren Sedimenten füllten, eine Zeit, in der das Gebirge in „seinem eigenen Schutt“ erstickte. Fand G. BERG doch jugendliche Schotter in ungeheuerer Mächtigkeit sogar dicht unter dem höchsten Grat des östlichen Anatolien, der Wasserscheide zwischen Halys und Euphrat. In relativ jugendlicher Zeit ist dann die Erosionsbasis wieder tiefer gerückt, und ein neues Flußsystem hat sich in das Gelände eingeschnitten, teils den alten Senken folgend, teils auch kreuz und quer die Riegel zwischen den ehemaligen Flußtälern durchsägend. Dieser letztere Prozeß ist noch jetzt im Gange, und viele hunderttausend Jahre werden noch vergehen, ehe die Flußtäler ausgereift und die alten Seebecken und Schotterterrassen wieder ausgeräumt sein werden.

Geht man davon aus, daß im südlichen Kleinasien, z. B. durch TIETZE, jungtertiäre marine Schichten in beträchtlicher Meereshöhe nachgewiesen wurden (marines Miocän des Tauros liegt nach SCHAFFER sogar in Höhen bis zu 2300 m), so müssen wir annehmen, daß es sich nicht nur um einen Einbruch des jetzigen Meeresgebietes, sondern zugleich um eine Hebung des Festlandes gehandelt hat. Die hochgelegenen marinen Schichten beweisen aber auch, daß die zur Bildung der abflußlosen Becken geforderte hohe Lage der Erosionsbasis bestanden hat. Die hochliegenden marinen Schichten finden sich jedoch nur im

Süden Anatoliens, wo die Hebung jedenfalls dem quartären Einbruch voranging.

Die Einbrüche, die nach meiner Ansicht mittel- und vor allem jungquartär sind, stellen aber jedenfalls den einschneidendsten Vorgang dar, der von Zypern bis zum östlichen Pontus die Umrisse des heutigen Kleinasien schuf. Die oligocäne Faltung wird in Kleinasien allenthalben durch die geneigte Schichtenstellung des Eocäns bewiesen. Von einer miocänen Rumpfflächenbildung erzählt uns die auffallende Gipfelgleiche weiter Gebiete, und auch die Formen der Binnenbecken lassen einen älteren, ausgereiften Erosionszyklus vermuten. So machen sich bis in das innerste und östlichste Anatolien hin die Wirkungen der jungen Krustenbewegungen bemerkbar, die sich an der Westküste und in der ganzen weiteren Umgegend der Ägäis verfolgen und studieren lassen.

Ergebnisse über die Talbildung des Tauros.

Die Entstehung der großen Durchbruchsschluchten des Tauros beruht in erster Linie auf einem Vorgang der rückschreitenden Erosion.

1. Die Menge der im Tauros niederfallenden Regen ist im Sommer unerheblich, steigt aber im Winter weit über das in anderen Hochgebirgen beobachtende Normalmaß hinaus. In den drei Weihnachtstagen 1911 sind bei Kuschdjular im Süden der großen Tschakitschlucht fast 900 mm (genau 870 mm) Regen gefallen. Diese Wassermassen erklären die gewaltige Arbeit der Erosion.

2. Der kappadokische Tauros wird von der kilikischen Kalkkette durch ein großes. natürliches Längstal getrennt, das schon zur Quartärzeit mit mächtigen Schotter- und Nagelfluhschichten ausgefüllt wurde. In diesem sammeln sich in postquartärer Zeit die Gewässer des Kerkun und Tschakit Tschai, durchbrechen in zwei Erosionsschluchten den Wall des Kreidekalkes und erreichen dann die kilikische Ebene. Diesem Durchbruch wurde vorgearbeitet durch die unterirdische Erosion, deren Arbeit wir noch jetzt in zahlreichen Blautöpfen beobachten können. Die Länge der geologischen Vergangenheit und die ganze Breite des südlichen Kalkgebirges erklärt die Tatsache, daß die unterirdische Erosion sich bereits in eine oberirdische Abflußform umgewandelt hat.

3. Die beiden Durchbrüche erfolgten dort, wo die breite hochragende Kalkmauer des kilikischen Tauros eine weniger massige Entwickelung zeigt:

a) Im Zuge des oberen Kerkuntales ist der Kreidekalk durch leicht verwitternde Eruptivgesteine (Gabbro) und Schiefer ersetzt.

b) In der kleinen Tschakitschlucht wird die Oberfläche durch Kohlenkalk gebildet, der geringere Härte und geringere Höhe besitzt als die Hochgebirgskalke der Oberkreide. Die jüngste Entwickelung zeigt folgende Etappen: Mit der Pluvialperiode setzte, wie die überall in Anatolien verbreiteten Schotterterrassen beweisen, eine gewaltige Niederschlagsmenge ein und vereinigte die durch den Einsturz der Höhlenflüsse gebildeten Hohlräume zu einem offenen Cañon. Wahrscheinlich ist noch während der Pluvialperiode der Tschakit in mehr westlicher Richtung der heutigen Bahntrasse folgend abgeflossen. Es handelt sich später im wesentlichen um einen Vorgang der rückschreitenden Erosion, der, verbunden mit der unterirdischen Tätigkeit der Karstentwässerung, schließlich das Kalkgebirge an seiner schmalsten Stelle durchbrach.

2. Die Gebirgszonen des Tauros[1].

Von Nord nach Süd zeigt der eigentliche Tauros drei bedeutsame Erhebungszonen (I—III), die durch Senken (1, 2) getrennt sind oder durch Glacis (3) begrenzt werden. Jenseits der kilikischen Ebene erhebt sich mit parallelem Streichen der Amanos (V—VI), dessen Faltenzüge nach Zypern fortsetzen.

I. Die innere Zone der jungen, lykaonischen Vulkane erstreckt sich vom Kara dagh (zwischen Konia und Eregli), dem Karandja dagh und Hassan dagh bis zum Argaeos (Erdschas, 3850 m) bei Kaisarié.

1. Die lykaonische Hochfläche mit ihren Salzsteppen und anbaufähigen Ebenen umgibt die jungen Vulkane.

II. Die kappadokische oder Zentralzone des Tauros umfaßt eine silurische, aus grauen und bunten Schiefern, aus Porphyriten, Schalsteintuffen und Diabasen bestehende Unterzone des Kisil tepe (II a) und II b, die aus Kohlenkalken zusammengesetzte Haupterhebung des Aidost (über 3600 m, be Eregli) und des Bulgar dagh mit dem Erzvorkommen von Bulgar-maden. Versteinerungen (*Bellerophon* sp.) sind in der eigentlichen Zentralzone selten und wurden erst im Bereiche der kleinen Tschakitschlucht (bei Karapunar—Belemedik [in der Zone III]) zweifellos nachgewiesen. (Visékalke mit *Davisiella comoides* und Tournai-Stufe von Yerköprü.)

---

[1]) Die folgende Darstellung, in der nur einzelnes aus dem ersten Teile (p. 2, 3) wiederholt wird, soll vor allem die Vergleichung mit den anderen Gebieten (4—7, p. 126 ff.) erleichtern.

Regelmäßige, sehr steil aufgerichtete Sättel und Mulden sind für den Aufbau der Kohlenkalkkette bezeichnend, in der untergeordnete Schieferzüge auftreten. Von großer Bedeutung ist das Vorkommen eingefalteter Nummulitenkalke bei Bulgar-maden. Die geologische (nicht orographische) Fortsetzung der kappadokischen Tauros-Zone im Osten ist das noch wenig bekannte kappadokische Devon- und Karbon-Gebirge bei Hadjin mit Höhen bis zu 2400 m.

2. Es folgt die von braunkohlenführenden, oligocänen Mergeln erfüllte Senke der kilikischen Tore (oder der Tekir-Graben), ein scharf ausgeprägter tektonischer Graben, durch den in NNO-Richtung der uralte Saumweg nach Kaisarié führt.

III. Die kilikische Zone des Tauros (Hadjin-dagh — Ak dagh — Ala dagh) besteht aus massigen oder wohlgeschichteten Kalken der Oberkreide, die im Ala dagh (3000—3300 m) an Höhe der Zentralzone nahekommen. Mit NO-Streichen sind am Kerkun- und Yoksun-Tschai mächtige Serpentin- und Hypersthen-Plagioklas-Gesteine eocänen Alters entwickelt, die mit roten und grauen Schiefern verbunden sind. In beiden treten Kalkeinlagerungen auf. Die große Tschakit-Schlucht, der die Trasse der Bagdadbahn folgt, ist in die mächtigen Kreidekalke eingeschnitten, auch die gewaltige Kalkmasse des Ala dagh besteht — wie die Südtiroler Dolomiten oder die Kiona in Griechenland — aus flachlagernden Kalken. Der Paß von Gülek-boghas (die alten Pylae Ciliciae) schneidet — ebenso wie die kleine Tschakitschlucht an ihrer Sohle — in grauen, die Kreide unterlagerden Kohlenkalk ein.

Im südlichen kilikischen Tauros bei Yerköprü, d. h. an der natürlichen Brücke des Tschakit, konnte ich in sandigem Kalkschiefern die reiche, unten beschriebene Fauna der Stufe des *Spirifer tornacensis* nachweisen, die von mächtigen unterkarbonischen Dolomiten überlagert, von Oberdevonkalk mit *Sp. Archiaci* und Korallen unterteuft wird.

3. Das Glacis des Tauros besteht im wesentlichen aus untermiocänen, marinen Kalken, die besonders in der kilikischen Tracheotis entwickelt sind; diese jungen Gebilde steigen nach Schaffer bis 2300 m an und senken sich in flacher Neigung zu der Küstenebene; die Kalke wechseln mit Tonen und Mergeln.

IV. Die südlich folgende paläozoische kilikische Klippenregion besteht (nach Schaffer) aus Fragmenten verschiedener von NO nach SW streichender Gebirgszüge, die zum Teil unter den miocänen Kalken des Tauros-Glacis sichtbar sind, zum Teil aber unmittelbar aus der Küstenebene emportauchen. Der südliche sog. Antitauros bildet die Fortsetzung des

Kohlenkalkes, der hier wie in dem gleichartigen kilikischen Tauros von Oberkreide überlagert wird (n. Broili).

Diese jungpaläozoischen, meist stark metamorphen, NO—SW bis N—S streichenden Kalke sind die unmittelbare Fortsetzung der Unterlage des kilikischen Tauros, d. h. sie entsprechen wie diese dem Kohlenkalk.

Der sog. Antitauros (=III—V). Broili erkannte in den als Antitauros zusammengefaßten Ketten neben vereinzeltem Untersilur (mit *Phycodes*) vor allem Devon (mit einem Augengneisvorkommen im Bimbogha dagh), ferner Unterkarbon (n. Tchihatcheff) sowie bei Seitun und im Beirut dagh Serpentin (der mit dem alttertiären Vorkommen des kilikischen Tauros und Amanos ident sein dürfte), endlich Oberkreide, Nummulitenkalk und am Außenrand Miocän.

Hiernach dürfte der Antitauros die Fortsetzung der kilikischen Tauroszone (III), der kilikischen Hügel (IV) und des amanischen Giaur dagh (V) darstellen. Die im allgemeinen geringere, nur im Bimbogha dagh 3000 m erreichende Höhe und das Auftreten etwas älterer Formationen —(Devon nebst untergeordnetem Kohlenkalk statt Kohlenkalk mit untergeordnetem Devon im Tauros) — deutet darauf hin, daß die Abtragung im Antitauros weiter vorgeschritten ist, als im Tauros selbst.

In dem Vorhandensein dreier Phasen der Gebirgsentwickelung stimmen Tauros und Antitauros überein, eine spät- oder nacheocäne Faltung und eine postmiocäne Gebirgsbildung (nicht Faltung) werden, wie schon Blanckenhorn mit Recht betont, von der ersten oder präkretazischen Gebirgsbildung an Bedeutung übertroffen.

Demnach ist der Antitauros die stärker abgetragene und daher 1000—1200 m niedrigere, unmittelbare nordöstliche Fortsetzung der drei mittleren Zonen des Tauros (des kilikischen Tauros, des kilikischen Hügel und des amanischen Giaur dagh, III—V). Die Einzelheiten der Abgrenzung der drei Zonen sind von einer genaueren Anfnahme zu erwarten, zu einer zusammenfassenden Bezeichnung „Antitauros" liegt kein Grund vor.

Von besonderer Bedeutung für die Auffassung des Gebirgsbaus Vorderasiens ist dieser Nachweis des gleichartigen Schichtenverbandes in den verschiedenen Teilen des taurischen Gebirgssystems, im Tauros, Antitauros und in Luristan. Im eigentlichen Hohen Tauros, und zwar in der kilikischen Zone, wird höheres Devon und Kohlenkalk von einer diskordant auflagernden, aus Oberkreide bestehenden Schichtenfolge bedeckt. Auch Nummulitenkalke sind verschiedentlich beobachtet worden. Genau die gleiche Zusammensetzung zeigt der Antitauros.

Schon das Kartenbild der beiden Gebirge läßt den unmittelbaren Zusammenhang erraten, und aus dem übereinstimmenden geologischen Aufbau ergibt sich, daß Tauros und Antitauros einem einheitlichen Zuge angehören. Der an den eigentlichen Antitauros sich südlich anschließende Bimbogha dagh stellt die streichende Fortsetzung der paläozoischen Erosionsklippen der kilikischen Ebene dar; der Bimbogha dagh enthält neben Augengneis nur Oberdevon.[1])

Daß in dem kilikischen Tauros das Devon mehr zurücktritt als in dem Antitauros, erklärt sich aus der verschiedenen Höhenlage: Das Devon ist bisher nur am Tschakit bei Hatschkiri in rund 300 m Höhe gefunden worden, bildet also die Basis des normal darüber lagernden Taurischen Kohlenkalkes, während im Antitauros das Devon stets zu größeren Höhen (550—650 m) ansteigt.

In allen übrigen asiatischen Gebirgen wird mit dem Namen „Anti“ ein Zug bezeichnet, der mit gleicher Längrichtung dem Gebirge parallel läuft, sei es, daß es sich um Faltungsketten handelt, wie im Himalaya und Anti-Himalaya, sei es, daß Längsbrüche die Horste des Libanon und Antilibanon durch einen Längsgraben trennen, sei es, daß auf der einen Seite Faltung, auf der anderen Seite ein Längsbruch das formgebende Moment bildet, wie im Kaukasus und Antikaukasus (= armenisches Hochland). Nur im taurischen System ist der Hohe Tauros die streichende Fortsetzung des niedrigeren Antitauros, der jetzige Tauros ist daher als „Hoher Tauros“, der Antitauros als Niederer Tauros zu bezeichnen; eine Verwechselung mit den Tauern ist wohl nicht zu besorgen.

V. Der nördliche Amanos oder Giaur dagh erhebt sich im Süden der kilikischen Ebene bis über 2300 m und besteht in seinem Kern ebenfalls aus paläozoischen Schichten. Die mächtigen Schiefer (mit *Acaste* sp.), welche der 5 km lange Tunnel von Bagtsché durchbohrt, und die eingelagerten Quarzite (mit Bilobiten oder *Fraena*) sind oben eingehender geschildert worden.

Die mehr als 2300 m messende höchste Erhebung des Amanos, der Dül-Dül dagh, bildet eine nach Süden zu überkippte Falte und besteht aus fossilleeren Kalken, deren Alter ebenfalls unterkarbonisch sein könnte. (S. 77 ff.)

Ausgedehnter als das Paläozoikum sind im Giaur dagh Nummulitenkalke und Kalke der Oberkreide mit weit ver-

[1]) F. Broili: Geologische und paläontologische Resultate der Grotheschen Vorderasienexpedition 1906/07. S.-A. aus Hugo Grothe, Meine Vorderasienexpedition 1906/07. LXX pp. Mit 3 Tafeln und 1 Karte. Leipzig 1910. II Bd. 1912.

breiteten Dolinenerzen, sowie grüne. eocäne Tiefengesteine (Gabbros und Serpentine). Die Gesteine des Giaur dagh haben also die nächste Verwandtschaft mit denen des kilikischen Tauros. Auch hier bezeichnet die stärkere Dislokation des Paläozoikums eine ältere Faltungsphase. Auf dem kilikischen Abhang des Amanos greifen buchtartig in das ältere Gebirge miocäne Konglomerate, Austernbänke und Korallenkalke ein, die noch durchweg aufgerichtet sind.

4. Die Grenze zwischen dem Giaur dagh und dem Kurdengebirge (Kurd dagh) bildet der Nord—Süd streichende Graben des nördlichen Ghâb, der die Fortsetzung des großen Syrischen Grabens, der Bikâa, darstellt. Der Boden der Senke ist mit jungtertiären oder quartären Vulkanruinen bedeckt, während die jüngsten Lavadecken zwischen Ekbes und Karababa mit ihren kleinen Explosionstrichtern noch der historischen Zeit angehören.

VI. Das Kurdengebirge (Kurd dagh) besteht wie die jüngeren Teile des Giaur dagh aus Kalken und eingelagerten Mergeln der Oberkreide und aus Serpentinmassen. Die in der Nähe des Ghâb noch ausgeprägte Faltung nimmt nach Süden immer mehr ab, so daß die Grenze der taurischen Falten und des indoafrikanischen Schollengebietes wenig scharf ausprägt ist. Ausführlicher sind die Gebirgszonen V und VI daher im Zusammenhang mit Syrien behandelt. (S. 174—180.)

Das Bild des Tauros-Aufbaus.

Einen Einblick in den Aufbau des Tauros gewährt die Besteigung des rd. 2200 m hohen Giaur-yailasse dagh in der aus Kohlenkalk bestehenden Zone des Bulgar dagh (IIb). Der Gipfel erhebt sich südwestlich über dem Warmbad Ilidjassi. Als Ausgangspunkt für Hochgebirgstouren kommt im Tauros ganz allgemein Ak köprü oder Bosanti han in Betracht. Hier schneidet der Tschakitbach das große nordsüdliche Längstal, das von Kaisarié bis zu den kilikischen Toren (Gülek Boghas) reicht. Mitten im Herzen des Hochgebirges liegt also hier ein Ausgangspunkt für Ausflüge nach vier Himmelsrichtungen.

Unterkunft gibt es vorläufig nur in Ak köprü, das auch gesundheitlich wegen der größeren Entfernung von dem z. T. versumpften Tal den Vorzug verdient.

Die Eisenbahnstation ist bei dem 25 Minuten (mit Wagen) entfernten Bosanti han (Posidonium) gebaut, und bei der Station dürfte sich voraussichtlich ein Gasthof ansiedeln, umsomehr als bei Bosanti han sich der alte Fahrweg über die kilikischen

Tore von der Eisenbahn abzweigt. Die im folgenden zu beschreibenden Bergtouren gehen zwischen Ak köprü und Bosanti han von dem Talboden aus.

Von Ak köprü auf den Giaur-yailasse dagh über den Paß (2000 m) im N und zurück nach Ak köprü. Man folgt bis zum ersten Han südwärts der großen Straße, dann geht es auf einem guten Saumweg hinan durch das Tal des Afderessi (und zwar auf dessen Südufer).

Der weithin sichtbare Berg heißt Giaur-yailasse dagh, während der Kara Yaila dagh (Kiepertsche Karte) über Bulgarmaden liegt. An die Stelle des Kara Yaila tritt also der Name Giaur-yailasse dagh (etwa = Christenalphorn).

Das Streichen im oberen Afderessital bei 1550 m Höhe ist WNW—OSO, saiger.

Die Giaur yaila (Christenalp), ein kümmerlicher, mit Brettern gedeckter Steinbau, liegt in 1700 m Höhe. Etwa 250 m weiter empor reichen die letzten Zedern und Lebensbäume (*Thuya orientalis*). Undeutliche Versteinerungen finden sich in schwarzgrauem Kalk, eine Quarzitlage darin. Die Baumgrenze, bis zu der nur noch Zedern und kilikische Tannen emporreichen, liegt auf dem Südhang in 1200 m. Vegetation: Stachelsträucher, eine große Euphorbie und ein dem *Juniperus sabina* nahestehender Strauch. Das Joch liegt in 1950 m Höhe. Von da geht es südwärts über den Kamm empor zum Giaur-yailasse dagh, ca. 2200 m.

Am Joch plattiger, geschieferter, dunkeler Kalk. Streichen WNW—OSO, Fallen S unter ca 30°.

Unter der im SO folgenden 2200 m hohen Spitze ist eine steile Kniefalte und eine spitze Synkline aufgeschlossen. (Abb. 1, S. 9). Streichen ca. ONO—WNW, Fallen ca. 70° N. Von dem etwa 2200 m hohen ersten nördlichen Gipfel des Giaur-yailasse dagh läßt sich der tektonische Charakter der kappadokischen und der kilikischen Zone klar überblicken.

Die kappadokische Zone besteht aus steilgestellten Sätteln und Mulden von Plattenkalk und dickbankigem Kalk und Marmor.

In der kilikischen Zone erreicht bei Gülek Boghas der Kalk das Übergewicht über die Gabbros und Serpentine des Kisil dagh.

Nur zwischen Ak dagh und Karanfil dagh (der aus der Entfernung auf mindestens 2800 m Höhe geschätzt wird) sind die Kalke auf 3 parallele, ziemlich genau N—S streichende, steil aufgerichtete Züge reduziert:

a) Der südlichste der Kalkzüge hängt an dem westlichen Joche des direkt an der Bahn nach Adana führenden Saum-

pfades fast unmittelbar mit dem Kalkmassiv des Ak dagh zusammen. Nur das Joch selbst besteht aus Serpentin.

b) Der mittlere, saigere Schichtstellung zeigende Kalkzug ist am kürzesten und entspricht etwa der Mitte des Yoksuntales. Über beiden erhebt sich die gerundete Kuppe des aus Serpentin bestehenden Kisil dagh (ca 2000 m).

c) Der dritte Kalkzug umgibt die flach gewölbte Kuppe des ebenfalls aus Serpentin bestehenden Boz depe (ca 2000 m). Der dritte Kalkzug wird von dem Kerkun tschai etwas nördlich von Findikli durchbrochen und steht mit dem zweigipfligen ganz aus Kalk aufgebauten Karanfil dagh (ca 2800 m) in unmittelbarer Verbindung. Zwischen dem Karanfil dagh und den stolzen (3000 m) überragenden Pyramiden des Tschaltyngibi dagh (der südlichsten Gruppe des Ala dagh) zieht sich ein schmales, aber an seiner braunroten Färbung deutlich sichtbares Band von Serpentin hindurch. Der Tschaltyngibi dagh zeigt, wie in Griechenland die gleichalte Kiona deutlich plateauförmige Lagerung der Kreidekalke. Die nördliche Begrenzung des Tschaltyngibi dagh scheint durch einen aus Serpentin oder Schiefer bestehenden niedrigeren Höhenzug bedingt zu sein.

Der erste Neuschnee des Herbstes läßt alle Einzelheiten des Gebirgsbaus mit großer Schärfe und Schönheit hervortreten.

Auch die in 150 km Entfernung deutlich sichtbare dreigeteilte Pyramide des Argaeos (Erdschjas) trägt eine Schneehaube, während der nähere und niedrigere Hassan dagh seine vulkanische, schwarze Färbung bis zum Gipfel zeigt.

Die auf dem höchsten Taurosgipfel, dem Aidost, bis zum Herbst ausdauernden Schneefelder und Schneeflecken erklären die Wirkung des Spaltenfrostes auf den hoch und steil aufragenden Gipfelzinnen und damit den Hochgebirgscharakter der Kalkgebirge. Anzeichen und deutliche Reste der Eiszeit sind nur in den Karen am Nordabhang des Bulgar dagh erhalten, meist aber durch spätere Verwitterung undeutlich gemacht, während die Überreste der gleichzeitigen Pluvialperiode — mächtige Schotter und rote Nagelfluhen — überall deutlich hervortreten.

Im Gegensatz zu den mit Neuschnee bedeckten Kalkzinnen und Vulkanpyramiden zeigt das breite, aus Schiefer und eingefalteten Grünsteinzügen bestehende nördliche Gebirgsland einen ziemlich einförmigen Charakter, trotzdem die Höhe der Kämme vielfach bis 2000 m ansteigt. Nur hier und da zeigen einzelne Porphyritzüge schroffe Formen, ohne jedoch mit den Wänden und Spitzen der Kalke oder den jüngeren Pyramiden der jüngeren Vulkane wetteifern zu können. Nur die Serpentin-

berge der Kreidezonen, deren rotbraune Färbung[1]) von der verdorrten, dichten Pflanzendecke des vergangenen Sommers herrührt, sind durch gerundete, uninteressante Formen, auf den tieferen Hängen aber auch durch prachtvollen Hochwald gekennzeichnet.

Über die Kleine Schlucht — zwischen Ak dagh und Anacha dagh — blickt man hinunter auf die weite Ebene von Tarsus und Adana. Über ihr erhebt sich der niedrige Bergzug Dschebel Missis, der zu dem kilikischen Klippengebirge gehört. Jenseits in weiter Ferne, auf dem Südufer des Busens von Alexandrette, erheben sich die langgestreckten Bergzüge des Amanos, deren Parallelität mit der kilikischen Zone des Tauros hervortritt.

Krächzend ziehen ein paar Alpendohlen — alte Bekannte aus den deutschen Bergen — ihre Kreise in der blauen Luft. Ein unvorsichtig abgefeuerter Schuß scheucht eine Bezoarziege auf, die in langen Fluchten über die Gehänge hinabeilt.

Über allem liegt die durchsichtige Klarheit des südlichen Herbstes, die sogar auf den mehr als 100 km entfernten Gipfeln Einzelheiten mit bloßem Auge zu erkennen erlaubt.

Abwärts geht es zunächst steil über kahle, mit stacheligen Alpensträuchern (*Astragalus*) bedeckte Hänge; dann nimmt uns bei 1800 m, wo der Talboden beginnt, ein ungewöhnlich dichter, vorwiegend aus kilikischen Tannen und Zedern mit schmarotzenden Misteln bestehender Wald auf.

Gelegentliche Schiefer und rote Konglomeratvorkommen erinnern an die an der Bahnstrecke bei km 271 (p. 14) beobachteten ähnlichen Vorkommen sowie an die roten Gesteine von Tachtaköprü.

Weiter geht es abwärts auf einem ganz gut erhaltenen Holzfällersteig nach Ak köprü. An der letzten ebenen Strecke, wo über einer Schieferlage eine Anzahl von Quellen entspringen, finden sich Kalk-Travertin-Lager in ziemlicher Verbreitung.

Beim letzten Abstieg von Akköprü streicht das ziemlich breite Phyllit- und Tonschieferband, das von Kalk und Marmor umschlossen ist, von ONO nach WSW.

Die Gebirgsgeschichte des Tauros zeigt die folgenden Hauptzüge:

1. Ablagerungen mächtiger paläozoischer Kalke, die der Bildung mächtiger silurischer Schiefer- und Grünsteinlager folgten und wahrscheinlich einem einheitlichen Meer (Karbon im ganzen

---

[1]) Kisil dagh = Rotenberg.

Kappadokien und Kilikien, hier und in Ost-Kappadokien auch Devon)[1]) entsprachen.

2. Im älteren Mesozoikum[2]) erste Faltung des Hohen und Niederen Tauros (letzterer = Antitauros). Im ersteren nordöstliches und nordnordöstliches, im letzteren nordnordöstliches und nordsüdliches Streichen. Starke Aufrichtung aller älteren Eruptiva und Sedimentschichten nebst teilweiser Umwandlung (Marmorisierung).

3a. In der Oberkreide mächtige marine Kalk- und auch Schieferbildung in einer dem alten Streichen ungefähr folgenden Geosynkline, d. h. in der heutigen kilikischen Tauros-Zone.

3b. Darauf folgt in dem weiten Gebiet zwischen Tauros und Araxes ein Absatz mitteleocäner. mariner Bildungen (Nummulitenkalk bei Bulgar-maden).

4. Wahrscheinlich im Obereocän oder älteren Oligocän Trockenlegung des gesamten Tauros-Gebietes infolge der Intrusionen des mächtigen Gabbros des Kisil dagh in die Kreide- und Nummulitenkalke.

5. Im obersten Oligocän (oder unteren Miocän): Einbruch des nordnordöstlich in der Richtung auf Kaisarié streichenden, sehr ausgedehnten Tekir-Grabens auf der Grenze der kappadokischen und kilikischen Zone; Ausfüllung durch kontinentale Konglomerate, Mergel und Braunkohlen.

6. Im unteren Miocän: mariner Einbruch (der II. älteren Mediterranstufe), der Kilikien fast ganz bis in die Gegend von Bagtsché bedeckt und ferner im Westen (in der Tracheotis) bis 15 km südlich von Karaman reicht.

7. Im Obermiocän (oder Beginn des Pliocän) erfolgt die letzte (dritte) Gebirgsfaltung, verbunden mit starken Dislokationen der Süßwassermergel der Tekir-Senke sowie einer bis 2300 m am Dümbelek-Paß steigenden Hebung der untermiocänen marinen Kalke. Irgendwelche Anzeichen von kleineren oder größeren Überschiebungen fehlen.

8. Pluvialperiode: Bildung der mächtigen roten Tekir-Nagelfluh und der darunter lagernden Schotter in einer den heutigen Gebirgsformen genau entsprechenden Höhenlage; Andauern tektonischer Einbrüche bis in die zweite Hälfte der Quartärperiode — wahrscheinlich aber noch länger.

---

[1]) In einer an Hocharmenien (Araxes) erinnernden Entwickelung: es bestand wahrscheinlich direkte Meeresverbindung mit dem armenischen und weiterhin dem nordpersischen Meer.

[2]) Jura ist bisher im südlichen Kleinasien unbekannt. Trias scheint nur außerhalb des eigentlichen Tauros angedeutet zu sein.

3. Der Tauros und die Helleniden.

Der leitende Gesichtspunkt meiner verschiedenen Reisen war die Erforschung des Zusammenhanges zwischen den Gebirgssystemen Süd-Europas und Asiens. Die nahen Beziehungen zwischen der inneren (paläozoischen) Zone des Tauros und den schon früher (1897) von mir untersuchten älteren Faltungsketten im russischen Hocharmenien und den persischen Grenzdistrikten erwiesen sich hierbei als besonders bedeutungsvoll. Ebenso sind die Beziehungen zwischen den paläozoischen Bildungen des südlichen Anatolien und den gleichalten Schichten Zentralasiens und Chinas (die ich im Zusammenhang mit der Herausgabe der hinterlassenen Sammlungen FERD. v. RICHTHOFENS untersucht habe), ganz unerwartet enge.

Die Fragestellung über die Bedeutung des Tauros im Gebirgssystem der alten Welt lautet folgendermaßen: Bildet der Tauros eine unmittelbare Verbindung zwischen dem iranischen und dem hellenischen Gebirge derart, wie die mährischen Flyschhügel von der alpinen Flyschzone zu der karpathischen Sandsteinzone hinüberleiten, oder ist der Tauros ein Glied der asiatischen Gebirge, derart daß sich im Westen Kleinasiens zwei Gebirgssysteme nur äußerlich berühren wie etwa Vogesen und Jura in der Gegend von Basel?

SUESS[1]) versuchte seinerzeit lediglich aus den Streichrichtungen der Schichten ihre Zugehörigkeit zu den europäischen (NO—SW streichenden) und den asiatischen (NW—SO streichenden) Gebirgssystemen festzustellen. Angesichts des Fehlens anderer Anhaltspunkte war dies seinerzeit der einzige mögliche Weg. Aber schon das Wiederauftauchen nordöstlich, d. h. europäisch streichender Ketten im südlichen Lykien, welche durch die gänzliche Umbiegung des Streichens in der Mitte von Rhodos von ihrem angenommenen Ausgange getrennt sind, zeigt die Künstlichkeit einer Konstruktion, für welche die seinerzeit zur Verfügung stehenden Beobachtungen nicht ausreichten. Tatsächlich beweist nun die gänzliche Verschiedenheit aller im Westen von Kleinasien untersuchten Sedimentschichten von der taurischen Schichtenfolge, daß hier kein „taurischer West-

[1]) Antlitz d. Erde. III. S. 400 ff.: „Der Bau der kleinasiatischen Westküste ist daher folgender: Von Kreta zieht ein Bogen gegen NO über Kasos nach Rhodos und trifft daselbst mit einem kürzeren Stücke von NW-Richtung zusammen. Der vulkanische Bogen reicht von Santorin bis Nisyros herein. Im ganzen SW-Teile des Festlandes herrscht Str. NW bis an die karische Küste und nach Samos; dieses ist der westliche Flügel des taurischen Bogens, während bis Samos mit ziemlicher Sicherheit der taurische Westflügel verfolgt wird.“

flügel" mehr vorliegt: Überall herrscht jüngeres Paläozoikum oder Trias, d. h. gerade diejenigen Gesteine, welche der großen Schichtenunterbrechung des eigentlichen Tauros entsprechen. Altdyadische Fusulinenkalke kennen wir von Bali-maden (Mysien), Chios, Samos, Kos und (auf sekundärer Lagerstätte) vom Buldur-su in Karien. Trias verschiedener Altersstufen ist — etwa mit Ausnahme von Karien — in denselben weiten Gebieten nachgewiesen worden.

So lückenhaft diese unsere Kenntnisse sind, so zeigen sie doch, daß die Sporaden und das ganze westliche Anatolien lediglich Fortsetzungen der hellenischen Gebirgszüge (Helleniden) bildet, die das großenteils versunkene Zentralmassiv der Kykladen und des südlichen Attika mit wechselndem Streichen auf drei Seiten umschlingen. Es ist die stratigraphische Fortsetzung der Hüllschichten des Urgebirges, die nach den Beobachtungen von C. Renz der Reihe Karbon-Dyas-Trias zufallen und besonders versteinerungsreich in der Argolis, auf Hydra und im westlichen Attika entwickelt sind.

Auf der westlichsten hellenischen Kykladeninsel Amorgos konnte ich — zusammen mit dem genannten Forscher — Kalke des Karbon und Dolomite der Trias nachweisen, welche mit NO-Streichen den letzten Ausläufer des auf einem vorgelagerten Inselchen Nikuria anstehend gefundenen naxischen Urgebirges (Glimmerschiefer und Marmor) umziehen.

Stellen wir uns vor, daß die jungpaläozoischen und triadischen Kalke der südlichen Sporaden eine Rahmenfaltung zwischen dem kykladischen Urgebirge, den Gneiszügen Kariens und der bis Lesbos fortsetzenden Urgebirgsmasse der Troas erfahren haben, so erklärt sich der mannigfache Wechsel ihrer Streichrichtungen (s. o.) in der einfachsten Weise.

Ob überhaupt eine Fortsetzung der taurischen Falten bis in die Phyllitzüge des Sultan dagh bei Konia wahrscheinlich ist, oder ob wir es auch hier mit einer selbständigen Auffaltung der randlichen anatolischen Zentralmasse zu tun haben, müssen weitere Untersuchungen entscheiden. Überhaupt bleibt im Süden und Südwesten Anatoliens noch viel zu tun übrig[1].

---

[1] Am schwierigsten dürfte bei der ausgedehnten Bedeckung des inneren Anatoliens mit jungtertiären Binnenbildungen und vulkanischen Decken und Tuffen die Frage nach der Zusammensetzung des anatolischen Kernes selbst zu beantworten sein. Es kann sich um eine unmittelbare Fortsetzung der innerkappadokischen paläozoischen Schiefer oder um echtes Urgebirge wie in der Troas und in Karien handeln. Die Zusammensetzung des Sultan dagh aus Phyllit gewährt ebenfalls keinen sicheren Aufschluß.

Aber soviel steht fest, daß der eigentliche Tauros der Vereinigungszone der armenisch-kappadokischen Falten paläozoischen Alters mit den Oberkreidekalken der südiranischen Gebirge entspricht, und daß diese vom Untersilur bis zum Kohlenkalk reichenden Sedimente keinerlei Ausläufer bis auf die Westküste Kleinasiens und die Sporaden entsenden. Hier im Westen Anatoliens und auf den vorgelagerten Inseln herrscht in der Schichtenfolge (wie in der Zusammensetzung der Bevölkerung) das europäische Element unbedingt vor.

Es liegt nahe, anzunehmen, daß die große anatolische Zentralmasse von Ausläufern der taurischen Oberkreidekalke in ähnlicher Weise umschlungen wird, wie jungpaläozoisch-triadische Zonen die Zentralmassive der Kykladen und der Troas umgeben.

Unter dieser Voraussetzung würden die Tauriden nicht im Streichen in die Helleniden übergehen, sondern beide Systeme würden sich an ihrer Außenseite berühren. Die plastische Zone zwischen den karischen Gneisen und dem großen zentralanatolischen Massiv wurde durch parallele jüngere (tertiäre) Faltungszonen ausgefüllt, die teils als Fortsetzung der Helleniden, teils als Ausläufer der Tauriden anzusprechen wären.

Die Beantwortung der Frage nach dem Ende des Tauros ist im Gebiet des alten Lykien und vor allem in Pamphylien und Pisidien (d. h. im Westen des Vilajets Konia) zu erwarten; dieses letzte Gebiet ist in tektonisch-geologischer Hinsicht sehr wenig[1]) bekannt.

Der Gebirgsbau von Hellas.

Die Beziehungen des taurischen Hochgebirges zu benachbarten Gebirgssystemen Europas sind wesentlich unerheblicher, als man nach der früheren, unvollkommeneren Kenntnis annehmen durfte. Zunächst sind irgendwelche deckenartige Überschiebungen im Tauros nicht bekannt; die kilikischen Klippen werden durch Erosion, nicht durch Überschiebung gebildet. Ferner erreichen die Dinariden im engeren Sinne, d. h. die dalmatinisch-herzegowinischen Ketten bei Skutari in Albanien ihr Ende, und zwischen diese und die Tauriden schiebt sich das griechische Gebirgssystem der Helleniden als ein aus mehreren Zonen bestehendes, tektonisch durchaus selbständiges Gebiet ein.

[1]) Auch die Schlußlieferung von Philippsons Reisen und Forschungen im westl. Kleinasien I—V. Peterm. Erg. H. 1910—1915, läßt Lykien fast ganz außer Betracht.

Hellas zerfällt in eine Reihe verschiedener Faziesgebiete und Gebirgszonen[1]), die z. T. annähernd parallel verlaufen (1—3), z. T. aber auch unregelmäßig angeordnet sind (4—5):

1. die Adriatisch-Ionische Zone,
2. die Olonos-Pindoszone,
3. die Osthellenische Zone,
4. die Zentralpeloponnesische Zone,
5. die Zentralmassive und untergeordnete kristalline Massen, von mehr oder minder dynamometamorph veränderten Sedimentgürteln umrahmt.

1. Die westlichste dieser Gebirgszonen, die Adriatisch-Ionische Zone, umfaßt die Ionischen Inseln mit Ausschluß von Kythera, dann Südwest-Albanien, Epirus, wo ihre Gesteine bis zum Westrande des Jannina-Beckens vordringen, ferner das Gebirgsland des westlichen Akarnaniens sowie im Peloponnes die Kreide-Eocänkalkgebiete von Pylos. Nach Norden reichen die Gesteine der Ionischen Zone bis zu den Gebirgen von Valona, um hier nach Nordwesten gegen das Adriatische Meer auszustreichen; als weitere Fortsetzung taucht auf der anderen Seite der Adria in Italien vermutlich der Monte Gargano wieder hervor. (Leider sind die geologischen Verhältnisse des Monte Gargano noch nicht genügend geklärt.)

Die ältesten Gebirgsglieder der Adriatisch-Ionischen Zone gehören der oberen Trias an, die hier in der Fazies mächtiger Kalkmassen entwickelt ist. In der Karnischen Stufe wurden schwarze Carditakalke als Klippen im Neogenland von Korfu und Zante nachgewiesen. Viel verbreiteter sind obertriadische, dem alpinen Hauptdolomit vergleichbare lichte bis graue Dolomite. Im Zusammenhang damit stehen die in der Obertrias und im Rät herrschenden Kalkmassen mit Gyroporellen und lokal auch mit Korallen, u. a. mit den Zlambacharten *Stylophyllopsis caespitosa* Frech und *Phyllocoenia decussata* Reuss. Die Kalkfazies reicht in gleicher lithologischer Beschaffenheit bis zum Mittellias und führt in ihren obersten Partien vielerorts Brachiopoden der mittelliassischen sogenannten Aspasiakalke, seltener auch Cephalopoden.

Der meist in der Fazies bunter Mergel, Mergelkalke und Knollenkalke entwickelte Oberlias und Unterdogger der Ionischen Zone zeichnet sich durch reiche faunistische, mit den

[1]) Carl Renz: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Übersicht über den heutigen Stand der griechischen Stratigraphie und Tektonik. (Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. **64**, Nr. 8. 1912.) Die folgende Übersicht faßt die bisherigen Forschungen der verschiedenen über Griechenland arbeitenden Geologen zusammen.

Alpen übereinstimmende Entwicklung aus. Der höhere Dogger enthält lokal Stephanocerenkalk (Zone des *Stephanoceras Humphriesianum*) und in durchgehender Verbreitung Posidonien-Hornsteinplatten. Die Fazies der miteinander wechselnden Hornsteine, Schiefer und Plattenkalke vertritt auch den Malm und die Unterkreide; doch gestattet bisher ihre Fossilarmut — es finden sich nur Aptychenschiefer — keine genauere Horizontierung.

Die Oberkreide erscheint in der Fazies der ungeschichteten oder grobgebankten Rudistenkalke. Darüber folgen besser geschichtete Nummuliten- und teilweise auch alveolinenhaltige Kalke mit ihrem konkordanten Hangenden, dem Flysch, der seinerseits wohl noch ins Oligocän hinaufreicht und durch eine scharf ausgeprägte Diskordanz vom Neogen geschieden wird. Vom Neogen sind sowohl miocäne wie pliocäne Ablagerungen vertreten. Westwärts gerichtete Überfaltungen und Überschiebungen sind deutlich aufgeschlossen, erstere am Pantokrator auf Korfu; letztere zeigen in Süd-Epirus aber niemals den Charakter eigentlicher Decken mit weiter Förderung.

2. Die Olonos-Pindos-Zone erstreckt sich in langgezogenem Bande vom Kap Gallo, der Südspitze Messeniens, über die Ithome, die Gebirge von Andritsaena, das Olonosgebirge bis zum Korinthischen Graben und setzt sich jenseits des Querbruches über die ätolischen Kalkalpen und den eigentlichen Pindos bis zum Tsumerka- und Prosgoligebirge, den nördlichsten Teilen des Pindos, fort.

In den Küstenketten Süddalmatiens kehren zwar z. T. analoge Gesteinstypen wieder, wie die für die Olonos-Pindos-Zone bezeichnenden Halobien- und Daonellenhornsteinplatten vornehmlich karnischen Alters; aber nach meinen Untersuchungen streichen die süddalmatischen Ketten südöstlich von der Landesgrenze bei Alessio aus. Der Typus dalmatinischer Gebirge lebt also — wenn auch in regional mehr oder minder veränderter Fazies — in der Olonos-Pindos-Zone möglicherweise wieder auf.

Die Olonos-Pindos-Zone entspricht der Tiefsee-Entwicklung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Schiefern und Plattenkalken mit *Daonella styriaca* Mojs. und zahlreichen anderen bezeichnenden Arten, die sich vom Süden Messeniens bis über die alte türkische Grenze hinaus erstreckt.

Die Vertretung des Jura[1]) ist in der Olonos-Pindos-Zone noch nicht einwandfrei erwiesen, wenn auch wahrscheinlich, da

[1]) Neuerdings auch von C. Renz in den Gebirgen von Agrapha festgestellt.

die Olonos-Pindos-Fazies durch mehrere Formationen hindurchgehen dürfte. Die der Kreide angehörigen Partien der Schiefer-Hornsteingruppe werden durch koralligene und Rudistenkalkeinlagerungen unterbrochen; doch sind hier auch Rudistenkalke vom gewöhnlichen Habitus entwickelt (Olonos- und Tsumerka-Gipfel).

Während daher in der Ionischen Zone eine zunehmende Vertiefung der Fazies des Meeres mutmaßlich beim Oberlias eintrat, gehen in der Olonos-Pindos-Zone die entsprechenden Gesteinstypen bis auf die karnische Zeit zurück.

Zwischen die Ionische und die Olonos-Pindos-Zone schiebt sich als Grenzzone das breite ätolische Flyschband, das sich auch durch den Peloponnes fortsetzt. Die in Falten gelegten Gesteine der Ionischen Zone treten als autochthones Gebirge auf der Westseite unter dem westpeloponnesisch-ätolischen Flyschbande hervor, während die mesozoischen Ablagerungen der Olonos-Pindos-Zone von Osten her auf den Flysch überschoben und mit ihrer Unterlage weiter gefaltet wurden.

3. Die osthellenische Gebirgszone unterscheidet sich in fazieller Hinsicht und im Streichen der Gebirgsfalten wesentlich von den beiden westlicheren Zonen. Es erlangen in den den Zentralmassiven genäherten, nur in Fragmenten erhaltenen Randgebieten der osthellenischen Zone auch altmesozoische und paläozoische Bildungen große Bedeutung, und zwar in unverändertem, normalen Zustande.

Zu der Innenzone gehören die nördlichen Sporaden, der östliche Othrys (d. h. die Gebirge um Gavrini), die Gebirge Mittel-Euböas und Fragmente im Norden dieser Insel, der Beletsi-Parnes-Kithaeronzug in Attika, Salamis, die Argolis mit Hydra und dem benachbarten Inselschwarm, endlich die zerstückelte Sedimentzone der südlichen Kykladen mit Amorgos und andern Inseln. Nach Nordwesten gliedern sich weitere Gebirgszüge an, in denen älteres Mesozoikum nicht mehr entblößt ist, nämlich der hohe Othrys, die lokrischen Gebirge mit dem Öta in der Verlängerung der mitteleuböischen Gebirge, der Helikon sowie die Horste des Karydi- und Geraneiagebirges.

Unter den paläozoischen Bildungen auf der Ostseite der osthellenischen Gebirgszone ist die älteste. paläontologisch sichergestellte Formation das Karbon. Vermutlich sind aber Keratophyre und ihre Tuffe, die ihrer Lagerung nach einer den osthellenischen Karbonsedimenten vorangegangenen Eruptionsperiode angehören, bereits devonischen Alters.

Unterkarbon ist möglicherweise am Innenrand der osthellenischen Zone, so auf Hydra vorhanden. konnte aber palä-

ontologisch noch nicht auf der griechischen Seite festgestellt werden. Auf der kleinasiatischen Insel Kos ist dagegen auch fossilhaltiges Unterkarbon bekannt (nach PLIENINGERS von mir bestimmten Funden). Das Karbon dürfte mit Konglomeraten beginnen, die auf eine dem vorhandenen hellenischen Karbon vorangegangene Diskordanz hinweisen. Fossilführendes Oberkarbon in der marinen Entwicklung des Fusulinenkalkes kennt man im östlichen Othrys, im nördlichen Euböa, in Attika, auf Salamis, auf der argolischen Insel Hydra und den benachbarten Eilanden. Oberkarbonische Brachiopoden-, Cephalopoden-, Crinoiden- und Korallenkalke sind auf wenige Vorkommen beschränkt. Unter den Ammoniten ist ein in Attika entdecktes *Paralegoceras* (*Pericleites*) *atticum* RENZ bemerkenswert.

Die Dyas ist rein marin entwickelt und bisher nur auf Hydra und den benachbarten Inseln nachgewiesen. Dunkle Kalke und Schiefergesteine enthalten *Lyttonia Richthofeni* KAYSER und ihre Größenvarietät *Lyttonia nobilis* WAAGEN, *Productus*, *Orthothetes*, *Enteles Waageni* GEMMELLARO, *Liebea sinensis* FRECH und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER. Dieselben Arten treten in der Dyas von Japan, China, des Himalaya, der indischen Salt Range sowie in den paläodyadischen Sosiokalken Siziliens auf.

Die von früheren Autoren als Kreide gedeuteten, normal entwickelten Sedimente Attikas und des östlichen Othrys, aus deren Umwandlung z. T. die metamorph veränderten kristallinen Gesteine dieser Landschaften hervorgegangen sind, gehören dem Paläozoikum an.

Untertriadische Werfener Schichten sind in Attika alpin entwickelt. Erst in der Mittel- und Obertrias treten auch in Osthellas reiche Cephalopodenfaunen auf, die sich den gleichalten alpinen Vorkommen vollkommen anschließen.

In der Argolis, im Asklepieiontal umfassen rote, manganhaltige Cephalopodenkalke vom Typus der Hallstätter Kalklinsen sämtliche Zonen von den *Trinodosus*-Schichten an bis zu den *Aonoides*-Schichten einschließlich in lückenloser Folge. Rötlichgraue Kieselkalke mit *Lobites ellipticus* HAUER und einer reichen unterkarnischen Cephalopodenfauna bei H. Andreas zeigen gleichfalls rein alpinen Charakter. Dagegen ist in Attika die Mitteltrias in der Fazies Diploporen führender, an der Basis dolomitischer, lichter Kalkmassen weit verbreitet. Die Grenze zwischen Mittel- und Untertrias ist ebensowenig wie in der Argolis aufgeschlossen. Die mächtige, starre Triaskalkmasse scheint vielmehr bei der tertiären Gebirgsbewegung infolge stärkerer Neigung der Schichtenfolge teilweise über die tieferen, weichen Gesteine abgeglitten zu sein.

Die obere Trias ist in Ostgriechenland einheitlich als Kalkfazies entwickelt. In der Argolis reichen helle Megalodonten- und Korallenkalke aus der oberen Trias bis zum Mittellias hinauf.

Auch der argolische Oberlias schließt sich der ionischen Entwicklung an (ammonitenführende rote Knollenkalke mit *Hildoceras bifrons*). In der Argolis sind ferner wichtig Kimmeridge mit Diceraten, Tithonkalke mit Ellipsaktinien, cephalopodenführende Hauterivestufe, Urgonkalke mit Toucasien und *Harpagodes* aff. *Pelagi* Brongn.; letztere kehren ebenso wie die höheren Radioliten- und Hippuritenkalke auch in Attika (Insel H. Georgios) wieder.

In Attika, im Helikon, im Öta, den lokrischen Gebirgen und im hohen Othrys schieben sich zwischen die Kalkmassen der Obertrias und die Rudistenkalke mit ihren Schiefern und Sandsteinen die Gesteine der Schiefer-Hornsteinformation und stehen auch hier überall im Zusammenhang mit mächtigen Serpentinmassen. Letztere dürften hauptsächlich mittleren und oberen Jura[1]) sowie Teile der Unterkreide vertreten, wenn auch fossilführende Zwischenglieder in der Argolis und in Mittelgriechenland fehlen. Die Serpentine nehmen wohl dieselbe stratigraphische Position ein wie die übereinstimmenden Gesteine Nordalbaniens, wie überhaupt die osthellenischen Gebirge die Fortsetzung des nordalbanischen Gebirgstypus bilden dürften. (Jedenfalls sind diese Serpentine älter als die taurischen, welche nur Oberkreide und Nummulitenkalk-Züge umschließen. Eine Verwechselung beider ist nur möglich, wenn man alle im Tauros gemachten paläontologischen Funde ignoriert.)

Nummulitenkalk[2]) und Eocänflysch, die in den westlichen Außenzonen und im Zentralpeloponnes eine große Rolle spielen, fehlen in der osthellenischen Zone.

In fazieller Hinsicht gliedern sich der osthellenischen Zone noch die Hochgebirgsstöcke des zentralen Mittelgriechenlands an, d. h. die bis 2500 m aufstrebenden Hochgebirge des Parnaß, der Kiona und der Vardussia. Ein Unterschied zwischen den drei Hochgebirgen Vardussia—Kiona—Parnaß einerseits und den Gebirgen der osthellenischen Zone andererseits liegt in der verschiedenen Streichrichtung ihrer Aufwölbung. Die drei Hochgebirge werden vorläufig als Unterzone Parnaß-Kiona unterschieden.

---

[1]) Die neueren Untersuchungen von C. Renz haben ergeben, daß in diesen Gebieten die Kalkfazies bis zum oberen Jura heraufsteigt.

[2]) Neuerdings wurde von Renz in den lokrischen Gebirgen Nummulitensandstein angetroffen.

Faltung beherrscht in der osthellenischen Hauptzone wie in der Parnaß-Kiona-Unterzone den Gebirgsbau (was besonders die steil aufgerichtete, nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia veranschaulicht); sie wird aber nach Osten schwächer: hier tritt der durch eine spätere Phase der Gebirgsbildung bedingte Schollen- und Flexurcharakter der Gebirgsmassive mehr und mehr hervor.

4. Im zentralen Peloponnes schiebt sich die zentralpeloponnesische Zone keilförmig zwischen die Olonos-Pindos-Zone und die osthellenische Zone ein; eine mittelgriechische Fortsetzung ist nicht bekannt.

Die kristallinen Gesteine des Peloponnes sind in der Hauptsache Sedimente, die durch Dynamometamorphose in kristallines Stadium überführt und den Gesteinen der metamorphen Sedimenthüllen der ägäischen Zentralmassive vergleichbar sind. Der innere archaische Kern ist hier wohl nur in geringem Umfange entblößt. Das umfangreichste in der Tiefe verhüllte Massiv ist das lakonische Zentralmassiv. Metamorphe kristalline Gesteine sind auf Kythera, namentlich aber in der Mani und im Taygetos bekannt; ihre Fortsetzung findet sich im Parnon, der mit dem Taygetos einen durch die Eurotasfurche getrennten Zwillingshorst bildet. Weiter im Norden treten die kristallinen Bildungen nochmals in der Ziria hervor. Unveränderte, normale paläozoische Gesteine sind in der zentralpeloponnesischen Zone bis jetzt noch nicht festgestellt. Unter einer mächtigen Kalkmasse lagern am Taygetos auch unveränderte Schiefergesteine, die dem Karbon Ostgriechenlands ähneln.

Die mächtige Masse der ältere Gesteine bedeckenden Kalke wurde von Philippson mit den nummuliten-rudistenführenden schwarzen Kreide-Eocän-Kalken des Zentralpeloponnes unter dem zusammenfassenden Namen „Tripolitzakalke“ als Kreide-Eozän betrachtet. Die unteren hellen und zum Teil dolomitischen Partien dieser Tripolitzakalke Philippsons enthalten indessen mancherorts Gyroporellen. Über den schwarzen, rudisten-nummulitenhaltigen Kalken des zentralen Peloponnes, den Tripolitzakalken folgt Eocänflysch, der seinerseits von Decken mesozoischer Gesteine, den „Olonoskalken“ der Philippsonschen Karte, überlagert wird.

5. In den ägäischen Zentralmassiven und ihren metamorphen Sedimentmänteln dringen die kristallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes oder der Rhodopemasse bis nach Nordeuböa vor; allerdings ist nach J. Deprat das eigentliche Olympmassiv von einem nordeuböischen Massiv zu

trennen. Zwischen den beiden Massiven zieht eine Zone metamorpher paläozoischer Gesteine hindurch, die vom Pelion und östlichen Orthrys aus das Olympmassiv bis zum nördlichsten Zipfel der Chalkidike als ein ehemals vollständiger Sedimentgürtel umrandete. Ein weiterer, kleinerer kristalliner Kern ist nach Hilber im westlichen Othrys bloßgelegt. In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten thrakischen Gesteine wieder in dem kykladischen Zentralmassiv hervor. Das größtenteils untergetauchte, kristalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden auf das mittelgriechische Festland und auf Euböa über und umfaßt das südöstliche Drittel dieser Insel, sowie die kristallinen Gesteine Attikas. Philippson und Deprat haben mit Recht den beiden äußeren Gebirgsrümpfen, d. h. dem nord- und südägäischen Massiv einen beherrschenden Einfluß auf die tektonischen Leitlinien von Hellas zugeschrieben, während die kleineren Zwischen-Massive als parallele elliptische Kerne nur untergeordnete Ablenkungen der Faltenrichtung zur Folge hatten. Daß die bosnische und griechische Serpentinzone durch diese Zentralmassive hindurch oder über sie hinweg nicht nach dem Tauros vordringen kann, ist wohl ohne weiteres klar.

Das kristalline Kykladenmassiv hat nach Philippson eine mehrfach wiederholte Faltung aus verschiedenen Richtungen erlitten und ist schließlich noch von der tertiären Hauptfaltung miterfaßt und umgestaltet worden. Die normal entwickelten Sedimente im Innern des Kykladenmassivs, die Philippson als Kreide und Eocän deutet, sind z. B. auf Naxos und Astypaläa dieser Formation zuzurechnen. Amorgos ist paläozoisch und z. T. vielleicht triadisch. Papavasiliou betrachtet den auf Naxos von Philippson beobachteten Urgneis als schiefrigen Granit und führt den Metamorphismus des kykladischen Grundgebirges auf die Eruptionen bzw. Intrusionen schiefriger Granite zurück. Als obere Altersgrenze des Metamorphismus käme die Diskordanz des Devon oder Karbon in Betracht.

Gebirgsgeschichte von Hellas.

Jedenfalls haben die metamorphen Sedimenthüllen der Zentralmassive schon vor der Bildung des hellenischen Karbon eine Faltung erfahren, die die Gebirgsmassen mit in kristallinem Sinne beeinflußt hatte. Es kann sich hierbei nach unserer bisherigen Kenntnis um eine prä- und auch intrakarbone Gebirgsbewegung handeln.

J. Deprat nimmt auf Euböa außerdem eine weitere zwischen Karbon uud Trias zu legende Faltungsperiode an, die C. Renz in Attika und auf Hydra nicht bestätigen konnte. Ist eine vor-

triadische Faltung im DEPRATschen Sinne oder vielmehr zwischen Paläodyas und Untertrias erfolgt, so sind auch die normal entwickelten paläozoischen, d. h. karbonischen und dyadischen Sedimente des Othrys, Euböas, Attikas, der argolischen Randinseln, sowie der südlichen Kykladen noch den eigentlichen, in der Hauptsache aus metamorphen Schichten gebildeten Hüllen der Zentralmassive anzugliedern. In der osthellenischen Zone ist die tertiäre Faltung durch die altkristallinen Massive beeinflußt worden, wie die Anlage der ostgriechischen Bogenstücke zeigt.

Die tertiäre, im wesentlichen einheitliche Hauptfaltung umfaßt die gesamten griechischen Gebirge. Zwischen Oligocän-Flysch und älterem Miocän besteht überall in Griechenland eine durchgreifende Diskordanz; der Hauptfaltung gingen Vorwehen voran, ebenso wie Nachwehen folgten. So lassen sich z. B. auf den vermutlich aus Pliocän bestehenden Tertiärinseln Kuphonisia zwischen Amorgos und Naxos Anzeichen einer leichten Faltung wahrnehmen; meist dürften aber die sonst beobachteten Schichtenbiegungen im Neogen auf Flexuren, d. h. auf Begleiterscheinungen der jungtertiären bis quartären Bruchperiode beruhen.

Für die ostgriechischen Gebirge, in denen noch kein Nummulitenkalk und jüngerer Flysch bekannt ist, läßt sich die Zeit der Hauptfaltung nicht so genau bestimmen wie weiter im Westen. Das Hauptstreichen der Adriatisch-Ionischen und der Olonos-Pindos-Zone ist im allgemeinen NNW—SSO bis NW—SO. Ferner soll dieses gefaltete ostgriechische Gebirgssystem nach NEUMAYR von Verwerfungen geschnitten werden, die tektonisch dem Pindossystem angehören.

DEPRAT legt die tertiäre Hauptfaltung ins Oligocän, da er die über ältere Formationen transgredierenden Ablagerungen von Kumi für aquitanisch hält. Doch ist das Alter der Kumi-Schichten ganz wesentlich jünger, wie u. a. der den lebenden Riesenschlangen nah verwandte *Python* (*Heteropython*) *euboeicus* F. ROEMER beweist.

L. CAYEUX nahm auf Grund seiner Untersuchungen auf Kreta zuerst an, daß die in der nördlichen Fortsetzung des kretischen Inselbogens gelegenen mesozoischen Gesteine der Olonos-Pindos-Zone überschoben seien. Nachdem A. PHILIPPSON konform seiner Auffassung über das Alter der mesozoischen Ablagerungen der nordgriechischen Olonos-Pindos-Zone die „Olonoskalke" unter den jüngeren, eocänen Flysch und die Eocän-Kreidekalke stellte, zeigen auch seine Profile die über den eocänen Flysch von Osten her überschobenen mesozoischen

Decken. Die Frage nach der Wurzelregion der Olonos-Pindos-Decken ist wie überall ungelöst; es läßt sich nur sagen, daß der Schub aus Osten kam. Die Überschiebung war also gegen die Außenseite zu gerichtet.

In Mittelgriechenland ist vorläufig kein Anhaltspunkt dafür gegeben, daß die nach W bewegten Pindosdecken von weither gefördert sind; ihre Wurzeln dürften in dem noch nicht untersuchten Zwischenraume zwischen Vardussia und den ätolischen Kalkalpen zu suchen sein; doch gehören die massigen Rudistenkalke des Olonos- und Tsumerkagipfels möglicherweise schon einer weiteren Schuppe an. Somit ist das Ausmaß der Förderung nicht beträchtlich und bildet eine Überleitung zu dem Tauros, wo Überschiebungen fehlen.

Die hochgradige Zerstückelung des hellenischen Gebirges ist das Werk der jungtertiären bis quartären Bruchbildung; auf ihr beruhen die Verschiedenheiten des Antlitzes der hellenischen Gebirge. Neben der Hebung von Horsten wurden bald Längs-, bald Quergräben, Meeresengen und Meeresgolfe, Inseln und Halbinseln, Binnenseen und Binnenebenen geschaffen. Die letzteren Hohlformen sind vielfach Poljen oder neugriech. „Liwadis". Die jüngere Bruchbildung hat alle ursprünglichen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten über 2000 m emporragenden Gipfel sind niemals kristallin, wie in den Alpen, sondern meist mesozoisch (Tithon), häufig sogar zu der oberen Kreide zu rechnen.

Die Bruchperiode begann vermutlich schon im Miocän, hielt während der Quartärzeit an und dauert, wie die Erdbeben lehren, bis zum heutigen Tage. Abgesehen von den letzten Nachwehen ist also Zeit und Form der Ausbildung der jüngsten Bruchperiode in Kilikien und Griechenland ganz verschieden.

Parallele Anordnung läßt sich bei den jugendlichen Bruchlinien wahrnehmen. Der tief in das Land eindringende Korinthische Golf entspricht einer Leitlinie erster Ordnung; er schnürt mit seinem östlichen Gegenstück, dem Saronischen Meerbusen, den Peloponnes vom Hauptkörper der Halbinsel ab. Durch die Korinthisch-Saronischen Golfe und den parallelen euböischen Graben, der das langgestreckte Euböa vom Festlande loslöst, und den westlich anschließenden Spercheiosgraben wird die Umgrenzung des östlichen Mittelgriechenlands geschaffen. Eine westliche Verlängerung des Spercheiosgrabens würde auf den ambrakischen Einbruch stoßen.

Die Gräben von Korinth und Euböa besitzen in ihren südöstlichen Teilen eine mit den westgriechischen Falten annähernd übereinstimmende Richtung; in ihrer westlichen Ver-

längerung verlaufen sie quer zu diesen Falten. Das Gebirgsland des östlichen Mittelgriechenlands wird durch einen weiteren sekundären und gleichfalls parallelen Einbruch, den Kopaisgraben in zwei Abschnitte gegliedert.

Der Parallelismus zwischen dem Atalantischen Sund, dem Kopaisgraben und den isthmischen Brüchen ist ebenso ausgeprägt wie die reine West-Ost-Richtung, welche die Thermopylen mit dem Spercheiosgraben, den ambrakischen Graben und den Westen des korinthischen Grabens beherrscht. Das Ineinandergreifen der W—O- und der WNW—OSO-Richtung bedingt sowohl am Isthmus wie am Golf von Lamia das abwechslungsreiche landschaftliche Bild.

Der Einbruch des Saronischen Golfs wird von teilweise erloschenen, teilweise noch tätigen Vulkanen begleitet, wie Krommyonia, Ägina, den im Altertum tätigen Methana und Poros, die mit der Vulkanlinie Melos—Thera (Santorin)—Nisyros zusammenhängen und auf eine weitere Fortsetzung des korinthischen Grabenbruchs nach Südosten schließen lassen. Diese Vulkanlinie bezeichnet den Steilabsturz des unterseeischen Kykladenmassivs.

Die Brüche sind meist noch so frisch und unausgeglichen, daß z. B. an der Südwestecke des Peloponnes im Zuge des adriatisch-ionischen Randbruches die 3000-m-Tiefenlinie unmittelbar an die Küste herantritt; es ist dies einer der größten Steilabstürze, den wir kennen.

Die griechischen Falten setzen sich nicht nach Osten fort, sondern umschlingen das ägäische Zentralmassiv; die im Westen und Süden des Kykladenmassivs nachgewiesenen Sedimente der Randgebirge dürften auch auf der entgegengesetzten Seite wiederkehren, wie dies bereits von Kos und Chios bekannt ist. Nur der Gebirgstypus des Tauros läßt sich nach Osten zum Iranischen Hochland und weiter verfolgen. Alles in allem ist daher die Unabhängigkeit der Entwickelung der Tauriden von den Dinariden und den osthellenischen Gebirgsgliedern erwiesen; es liegen vollkommen verschiedene Gebirgssysteme vor. Der Vergleich mit den einzelnen Zonen ergibt folgendes:

Vergleich des Tauros mit den Helleniden.

Da im Tauros einerseits kristalline Zentralmassive (wie in 4 und 5), andererseits gefaltete und überschobene altmesozoische Bildungen (wie in 1 und 2) gänzlich fehlen, bleibt für den Vergleich nur die Parnaß-Kiona-Zone[1]) übrig. In ihr zeigt nun

[1]) Vgl. F. Frech und C. Renz. Kiona in Sitz.-Ber. Kgl. Akad. d. Wissenschaften, Berlin 1911.

einerseits die Kiona mit dem Ala dagh, andererseits das Öta-Massiv mit seinen kretazischen Flyschgesteinen und Eruptivgebilden viele Ähnlichkeit mit dem Kisil dagh. Dagegen ist das geologische Alter der Serpentine und Gabbros in Griechenland höher (kretazeisch, nicht eocän), und der Zusammenhang wird durch das Urgebirgsmassiv der Kykladen unterbrochen. Andererseits besitzen die paläozoischen Faltungsgebiete der kilikischen Klippenregion und der kappadokischen Tauroszone große Ähnlichkeit mit entfernteren Gebieten Vorderasiens, so vor allem mit den Faltungsgebieten des mittleren Araxes und der nordpersischen Ketten, in denen ebenfalls devonisch-karbonische Schichten ohne kristalline Zentralmassive auftreten. Somit zeigt der Tauros Beziehungen zu einer einzelnen Zone der griechischen Gebirge vor allem aber zu den armenisch-nordpersischen Faltungsketten.

Die Annahme, daß für die Verschiedenheit der Gebirgssysteme vor allem die jüngere Entwickelung von Bedeutung sei, ist an sich einleuchtend; es läßt sich aber auch an dem vorliegenden Beispiel der Helleniden und Tauriden ihre vollkommene Verschiedenheit nachweisen:

1. Übereinstimmend ist in der Entwickelung der beiden nahe benachbarten Gebirge nur die Ausbildung eines Bruchteiles der Oberkreide und des Eocän, genauer des Hauptnummulitenkalkes.

2. Alles übrige ist verschieden. Während z. B. im Oligocän von Hellas die Meeresbedeckung andauert, wird das Gebiet des Tauros trockengelegt. Wenn weiter im Oberoligocän die Gebirgsbildung hier wie dort zeitlich ungefähr zusammenfällt, so zeigt sie doch im Tauros und im Hellas gerade entgegengesetzte Tendenz: In dem vorderasiatischen Gebirge bricht der zentral-taurische Graben ein, es entsteht eine noch jetzt sichtbare Senke. In Hellas ist — z. B. auf H. Georgios bei Athen — eine wirkliche deutliche Faltung wahrnehmbar, deren emporgewölbte Antiklinen hier erst durch eine — etwa mittelpliocäne — marine Transgression wieder abgetragen wurden.

Zu dem Fehlen wirklicher Überschiebungen im Tauros tritt die verschiedenartige Richtung der Falten hinzu; wenn auch in den Kykladen wie auf Kreta die Streichrichtung vorwiegend O—W ist, so werden doch von allen Forschern aus dem Westen Kleinasiens und den Sporaden vorwiegend meridionale Richtungen angegeben, so daß hieraus die Unmöglichkeit des früher angenommenen direkten Übergehens der Helleniden in die Tauriden resultiert. Besonders einschneidend ist die Ver-

schiedenheit am Beginn und Schluß der Oberkreide. In Griechenland ist die ganze Unterkreide — so in der Argolis und Attika — marin entwickelt, und diese Ausbildung greift lückenlos bis in die Oberkreide und noch in das Alttertiär weiter.

Im Tauros beginnt die Oberkreide mit Transgressionskonglomerat und Quadersandstein und schließt mit einer ziemlich ausgedehnten — oberste Kreide und älteres Eocän[1]) umfassenden — Unterbrechung der Schichten ab. Dieser Lücke geht in senoner Zeit eine Flachsee-Entwickelung (Pläner) voraus. (p. 265.)

Dagegen entspricht die Grenze der mesozoischen und tertiären Zeit in Griechenland einer zusammenhängenden Meeresbedeckung; die bekannte, von verschiedenen Beobachtern verbürgte Mengung von Rudisten und Nummuliten im gleichen Handstück ist der beste Beweis für diese von der lückenhaften Schichtenfolge des Tauros weit entfernte Ausbildung.

Aber auch die einzigen übereinstimmenden Schichten — Hauptnummulitenkalk und Mitte der Oberkreide — sind in Hellas und dem Tauros in ihrer Mächtigkeit verschieden. Der griechische Nummulitenkalk ist mächtig und überall — mit alleiniger Ausnahme von Attika und der Kykladen — verbreitet. Also fehlt der Nummulitenkalk gerade in dem Asien zunächst liegenden Gebirge Griechenlands. Dagegen ist — den sehr viel ausgedehnteren Lücken des Tauros entsprechend — der Nummulitenkalk hier nur in kleinen Denudationsresten[2]) — bekannt. Sehr bemerkenswert ist ferner das Fehlen des in Griechenland weit verbreiteten Tertiärflysches im Tauros.

Das Oligocän ist in Griechenland durch die Fortdauer der Nummuliten- oder Flyschbildungen, im Tauros dagegen durch die braunkohlenführenden Süßwasserbildungen nach vorangegangenem Meeresrückzug gekennzeichnet. Ganz abweichend ist auf beiden Seiten der Ägäis die Entwickelung des Jungtertiärs. Das ältere, marine Miocän (II. Mediterranstufe), das am Südabhang des Tauros ebenso wie auf den äußeren Abhängen des Amanos und Kurdengebirges weite Räume bedeckt, fehlt im inneren Ägäischen Gebiet: Hier dauerte damals wohl die im Oberoligocän beginnende Gebirgsbildung fort[3]). Nur in der ionischen Zone — d. h. so weit entfernt vom Tauros wie

[1]) Libysche Stufe (= Danien + Paleocän) + unteres Eocän.

[2]) Bei Bulgar-maden, am Tekirpaß und im Giaur dagh.

[3]) Die Altersbestimmung hängt wesentlich von der Deutung der Braunkohlen von Kumi auf Euböa ab, die nach den meisten Autoren sarmatisch, nach Deprat oberoligocän sind. Die nahe Verwandtschaft einer dort gefundenen Riesenschlange (*Python* oder *Heteropython euboeicus* F. Roem.) mit lebenden Formen schließt die letztere Annahme aus.

möglich und auf einigen südlichen Sporaden — sind mediterrane Marinbildungen vorhanden.

Die unterpliocänen (pontischen) Kontinentablagerungen, die bekannten Knochenlager von Pikermi und Samos sind im eigentlichen taurischen Gebiet unbekannt: ebensowenig sind Andeutungen der mittelpliocänen Marinbildungen von Attika und dem korinthischen Isthmus bekannt.

Die einzige teilweise Übereinstimmung zwischen Tauros und Helleniden ist der wohl erst in spätquartärer Zeit erfolgte Einbruch der heutigen Küsten; doch hat ein die heutige Entstehung der Meere bedingender Vorgang mit der vorangehenden Aufwölbung von Hochgebirgen an sich wenig zu tun. Vor allem begann aber die Bruchbildung in Hellas wesentlich früher — nach Philippson und Renz schon im Miocän —, während sie am Südabhang des Tauros erst dem Quartär entspricht.

Ganz verschieden ist die Entwickelung des jüngeren Vulkanismus in Hellas und Anatolien. (p. 138—149.)

Die jüngere von Methana und Ägina nach Thera und Nisyros hinüberziehende Zone von Inselvulkanen gehört zu der attisch-kykladischen Gebirgszone, entspricht also der die Innenseite des Apenninbogens begleitenden Reihe der südtoskanischen, latinischen, kampanischen Vulkane und der Ponza-Inseln. Dagegen sind die anatolischen Vulkane zwischen Argäos und Hassan dagh dem Hochlande aufgesetzt und gleichen somit den nach ihrer geotektonischen Stellung eigenartigen Vulkanen Armeniens und Persiens, (d. h. dem Ararat und Sahend). Ebensowenig Ähnlichkeit mit Italien besitzen die nordanatolischen Massenergüsse oder Deckenbasalte Nordsyriens, welche die Grabensohle im Tale des Melas (oder Kara-su) erfüllen. Die Vulkankegel und Decken lassen hier — wie im ostafrikanischen Graben — die eigentlichen Hauptbrüche frei, erfüllen dagegen die Mitte der Grabensohle und die Oberfläche der angrenzenden Horste. Bei der Bruchbildung wurden die Hauptspalten fest verkeilt, aber das angrenzende Gebirge zertrümmert und von den Magmen durchsetzt. Demnach zeigt auch der Vulkanismus in der Ägäis einerseits und in Anatolien und Kilikien andererseits nur Verschiedenheiten. Wenn es auch möglich ist, daß im Tauros aus der großen Lücke der geologischen Überlieferung (Unt. Steinkohlenformation — Unterkreide) einzelne Reste[1]) bekannt werden und Beziehungen zum Westen erkennen lassen, so sind dagegen aus der jüngeren — Kreide und Tertiär umfassenden — geologischen Vergangenheit zahl-

[1]) Etwa Trias im äußeren Küstengebiete Kilikiens.

reiche Tatsachen bekannt, welche (durchgängig in bezug auf Zeit und Tendenz der Gebirgsfaltung und der vulkanischen Tätigkeit) die einschneidendsten Verschiedenheiten von Griechenland aufweisen. Insbesondere ist die geologische Entwickelung am Anfange und am Schluß der Oberkreide, im Oligocän und im ganzen Jungtertiär durchaus verschieden. Zu den Verschiedenheiten der Überlieferung kommt das Fehlen größerer Überschiebungen im Tauros sowie der Umstand, daß eine direkte Fortsetzung der kretischen Gebirgszüge im südwestlichen Anatolien nicht nachweisbar[1]) ist.

Morphologisch weisen allerdings die Bruchküsten auf allen drei Seiten Anatoliens sehr ähnliche Züge auf, da den jungen Einbrüchen überall ausgedehnte Sedimentbildungen der Küstenflüsse entsprechen, und ebenso bringt die jüngere — im Jungtertiär beginnende — Zuschüttung der Täler die gleichen Ebenen zuwege, mögen wir uns im Bereiche der Tauriden oder der westanatolischen, d. h. hellenischen Gebirge befinden. Aber diese Ähnlichkeit ist rein äußerlich. Die Geschichte der Meere und ihrer Absätze, der Zeit und Tendenz der Gebirgsbildung und die Entwicklung des Vulkanismus ist im Bereiche der Helleniden und Tauriden grundverschieden.

4. Die Gebirge Westanatoliens.

Der Gebirgsbau.

Eine ausgedehnte Masse alter kristallinischer Gesteine (Gneise, Granite, Glimmerschiefer im Innern, Marmore und halbkristalline Kalke am West- und Südrande) erstreckt sich vom Keramischen Golf im Süden durch Karien und Lydien bis zum Temnosgebirge im Norden, im Osten landeinwärts bis etwa zur Westgrenze Phrygiens[2]); im Westen berührt das alte Gebirge die Küsten des Ägäischen Meeres von Halikarnaß bis Ephesos, weicht dann aber nordwärts hinter den Sipylos zurück. Das ist die lydisch-karische Masse. Im Süden schließt sich daran ein wildes, mesozoisch-alttertiäres Sedimentgebirge im südlichsten Karien und in Lykien, dessen Faltenzüge

[1]) Allerdings handelt es sich um wenig erforschte Gebiete.

[2]) Das Folgende wesentlich nach: A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. I. Heft. Einleitung. — Das westliche Mysien und die pergamenische Landschaft. (PETERMANNS Ergänzungshefte. Nr. 167. 1—104. Mit 8 Bildertafeln, 1 geologischen Karte und 1 Skizze im Text.) Vollständig in 5 Heften bis 1915 erschienen.

von Griechenland herüberzukommen scheinen. Ein ähnliches, nur weniger geschlossenes und hohes Faltengebirge von paläozoischen, mesozoischen und alttertiären Sedimenten, hier und da auch mit Massiven kristalliner Schiefer und alter Eruptivgesteine, zieht mit einer im allgemeinen nordnordöstlichen Streichrichtung von der Halbinsel Erythrai und der Insel Chios her über den Sipylos am Westrande der lydischen Masse entlang, dann weiter durch das westliche Mysien bis zum Marmarameere hin. PHILIPPSON hat es das ostägäische Faltengebirge genannt.

Am Makestosflusse trifft dieses ostägäische Faltensystem mit andern Faltenzügen zusammen, die teils von SO, vom taurischen Gebirgsbogen her, teils von O, von den pontischen Gebirgen an der Südküste des Schwarzen Meeres entlang herankommen.

1. Im Süden, in Karien südlich des Mäander, tritt das alte Gebirge der lydisch-karischen Masse und der südlichen Faltenketten geschlossen bis unmittelbar an die durch untergetauchte Täler und kleinere Einbrüche überreich gegliederte Küste. Diese entbehrt dadurch des fruchtbaren Hinterlandes.

Im Gebiet der lydisch-karischen Masse nehmen die jungtertiären Binnensedimente nur geringe Räume ein, während der jungtertiäre Vulkanismus fast ganz fehlt.

2. Der mittlere Teil enthält von Milet bis Phokäa die großen ostwestlichen Grabenbrüche des Mäander, Kayster und Hermos - Kogamos. Es ist daher am fruchtbarsten und bevölkertsten; zugleich ziehen durch die großen Gräben bequeme Handelsstraßen aus dem anatolischen Hochlande bis zur Küste. Jungtertiäre Sedimente und gleichalte vulkanische Bildungen herrschen bis zum Golf von Smyrna südwärts; weiter südlich treten dagegen die jungtertiären und vulkanischen Gebilde räumlich zurück gegen die gefalteten älteren Gesteine des ostägäischen Gebirges.

3. In der nördlich folgenden Region, von Phokäa bis zum Idagebirge, wird die Küste von einem fruchtbaren jungtertiären Hügelsaum begleitet, sie ist hinreichend gegliedert und mit guten Häfen versehen; hinter dem Küstensaum erstreckt sich fast ununterbrochenes Gebirgs- und Hügelland bis zur phrygischen Hochtafel. Nur noch eine größere Grabenebene, die des Kaikos, mit Pergamon als natürlichem Mittelpunkt öffnet sich hier; die von Adramyttion ist sehr klein.

Die geographischen Bestandteile Ioniens und Lydiens, die drei großen Gräben des Hermos, Kayster und Mäander mitsamt den umrahmenden und trennenden Gebirgen setzen

sich in das südwestliche Phrygien[1]) fort, jedoch erreicht der mittlere dieser Gräben sehr bald sein Ende. Die beiden andern nähern sich einander, indem der nördlichste Graben eine südöstliche Richtung einschlägt: er wird hier nicht mehr vom Hermos durchflossen, der aus dem nördlicheren Hügellande in den Graben eintritt, sondern von seinem unbedeutenden Nebenfluß Kogamos. Infolge dieser Richtungsveränderung des Hermos-Kogamos-Grabens gewinnt das Hügelland im Norden, das sich nordwärts bis zu der Gebirgsreihe Temnos-Dindymon (s. Heft III) erstrekt, im östlichen Lydien bedeutend an Ausdehnung, während sich südlich jenes Grabens die Gebirge Tmolos und Messogis in spitzem Winkel vereinigen. An dem gemeinsamen Ostende dieser beiden Gebirge wird der Hermos-Kogamos-Graben von dem Becken von Hierapolis, einer Erweiterung des Mäandertales, nur noch durch geringe Höhen getrennt.

Die Ebene des großen Hermos-Kogamos-Grabens hat, von oberhalb Inegöl bis unterhalb Magnesia, in annähernd ostwestlicher Richtung eine Länge von etwa 150 km, d. i. die halbe Länge der oberrheinischen Tiefebene. Man kann sie in zwei gleichlange Abschnitte teilen:

Der östliche obere Abschnitt reicht bis Salichli, unweit des alten Sardes (Station Sart). Hier ist der Graben einfach, ungeteilt und verläuft in der Richtung WNW. Er beginnt als schmaler Zipfel beim Eintritt des Bostan-Tschai aus dem Kyrktschinar-Derbent und erweitert sich allmählich bis Inegöl auf etwa 4 km, dann schnell auf 9 km, welche Breite er bis Salichli mit geringen Schwankungen beibehält, um dann plötzlich auf 12 km Breite zu wachsen. Der Abstand des Grundgebirges schwankt dagegen zwischen 9 und 20 km. Große Verwerfungen im Tertiär der Südseite des Grabens, Schrägstellung des Tertiärs der Nordseite beweisen unzweideutig die tektonische Entstehung der Ebene als Grabenbruch; die Fortdauer ihrer Bildung bezeugen die heftigen Erdbeben.

Erst wenig oberhalb von Salichli betritt von der Nordseite her der stets wasserreiche Hermos, aus engem Erosionstal kommend, die Grabenebene, in der er sich nach W wendet, und erzeugt hier gleich einige erhebliche Sümpfe. So ist die Grabenebene in diesem oberen Abschnitt völlig unabhängig von dem Flußnetz des Landes; auch das ist ein Beweis für ihre junge tektonische Entstehung.

[1]) Alfred Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. IV. Heft: Das östliche Lydien und südwestliche Phrygien. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 180. Gotha 1914. Vergl. auch H. II.

Der westliche, untere Abschnitt des Grabens ist ausgezeichnet durch seine mehrfache Verzweigung. Der Hauptzweig, der vom Hermos durchflossen wird, ist von O nach W gerichtet. Er verschmälert sich bei Sardes zunächst abermals auf 7 km (ungerechnet das Tertiär), wächst dann wieder als Ebene von Kassaba (48 km lang) bis auf 15 km am Ostende des Sipylos. Hier ist seine westliche Fortsetzung um die ganze Breite dieses Gebirges nach N verschoben, so daß der Südrand des Sipylos in die Fortsetzung des bisherigen Südrandes des Grabens, der Nordrand des Sipylos in die Fortsetzung des bisherigen Nordrandes des Grabens fällt. Hierbei verengt sich der Graben auf 8 km, sofort aber weitet er sich wieder aus zu der großen dreieckigen Ebene von Magnesia (Manisa) die eine Spitze nach NO sendet.

Noch mehr als der östliche ist der westliche Teil des Grabens mit seinen Verzweigungen unabhängig von dem geologischen Bau und der Streichrichtung seiner Umgebung. Diese wird hier von der SW—NO streichenden Grenze des kristallinen Gebirges im Osten, des ostägäischen Faltengebirges (aus Paläo- und Mesozoikum) im Westen durchzogen: die Grabenbrüche greifen rücksichtslos hindurch.

Es ergibt sich also für alle Teile dieses Grabensystems eine sehr junge Entstehung nach Ablagerung der dortigen Jungtertiärschichten und eine völlige Unabhängigkeit von der vorjungtertiären Tektonik.

Der Hermos durchströmt ungefähr die Mittellinie des Hauptgrabens, im Schwemmland stark mäandrierend, aber meist in festem Lehmbett gesammelt, mit tiefer, reißender Strömung.

In dem weiten Hochlande des oberen Mäander und des Banas-Tschai-Gebiets tritt das vor dem Jungtertiär gefaltete Grundgebirge nur in einzelnen Flecken zutage, die an Ausdehnung weit hinter jenem zurückstehen. Es besteht am Rande der Ebene von Hierapolis aus dunklem Glimmerschiefer und Marmor. Im Marmor kommt Smirgel vor, der an zwei Orten abgebaut wird. Das alles spricht dafür, daß das Hochland des oberen Mäander den Ost-Rand der großen lydisch-karischen kristallinen Masse bildet, an deren Westrand Philippson ebenfalls Marmor mit Smirgel feststellte (s. Heft II, S. 97). Das Streichen der Schichten ist im Süden WNW, am Banas NNO, also an beiden Stellen um einen rechten Winkel verschieden, wie das ja auch im Innern der Masse häufig vorkommt.

Östlich hiervon in den Gebirgen des Tschal erscheinen keine vollkristallinen Gesteine mehr, sondern Phyllite, Grünschiefer, Quarzite, also halb metamorphosierte Sedimente, neben unveränderten Grauwacken, Quarzkonglomeraten und schwarzen, geschichteten Kalken. Die ganze Serie hat durchaus paläozoischen Habitus; Fossilien sind freilich nicht darin gefunden worden. Das Streichen ist hier ganz überwiegend WNW. Dagegen bauen sich weiter im Nordosten die Gebirgsmassen des Burgas- und Ak dagh bis zum Ahar dagh hin wieder mehr aus kristallinen Gesteinen auf.

Viel günstiger als für das Grundgebirge liegen hier die Verhältnisse für das Verständnis der jungtertiären Ablagerungen.

1. Zuunterst liegen die mächtigen flyschartigen, hier gelblichen oder grauen Sandsteine.

2. Weiter im Westen finden wir als Tiefstes des Tertiärs Sandsteine und Sande von weißer oder grauer Farbe. Sie liegen hier konkordant unter der oberen Abteilung. Durch ihre Konchylien erweisen sie sich als zum allgemeinen Süßwassertertiär Kleinasiens zugehörig.

3. Über den Sanden folgt ein System von geschichteten weißen Mergeln, mergeligen Sanden und Kalken, ebenfalls mit Süßwasserkonchylien. Überall, wo diese Schichten an der Oberfläche liegen, wird letztere von einer Decke fester, löcheriger, dickbankiger Kalke von verschiedener Mächtigkeit gebildet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese durch eine großartige Krustenbildung und Versinterung erst nachträglich ihre Festigkeit erhalten hat.

4. Erst über den weißen Mergeln und Kalken, bzw. sie durchsetzend, folgen die vulkanischen Massen (Andesite und Trachyte), die mit untergeordneten Tuffen verbunden sind. In den tieferen Schichten fehlen alle vulkanischen Einlagerungen oder Gerölle. Hier gehört also der Vulkanismus, ebenso wie nördlich des oberen Hermos, dem jüngsten Abschnitt des Tertiärs an. Es sind Ruinen großer zusammengesetzter Vulkane, bestehend aus Schloten und Deckenergüssen, welch letztere teils große Tafeln bilden, teils durch Erosion in einzelne Kuppen aufgelöst sind. Bemerkenswerterweise sind diese Vulkane auf den Norden des Gebietes beschränkt. Südlich von der Linie Takmak-Sandykly fehlt der Vulkanismus vollständig.

Den Abschluß nach oben bilden lockere, rote Sande, Konglomerate und Schotter, jünger als die Vulkane. Sie treten in unserm Gebiet in weiterer Verbreitung auf als in

irgendeiner der nördlicher liegenden Landschaften. Sie erreichen oft erhebliche Mächtigkeit und bilden ausgedehnte Tafeln, immer an der Oberfläche, aber doch keine allgemein verbreitete Decke. Sie sind augenscheinlich an die Nähe der älteren Gebirge und der Vulkanruinen gebunden, aus deren Detritus sie sich zusammensetzen. Die Mächtigkeit des gesamten Tertiärs ist mindestens 500 m.

Die Tertiärscholle der Banas-Ova, das Hauptstück unseres Gebietes, ist eine der größten des westlichen Kleinasien. Sie erstreckt sich von NO nach SW mit einer Länge von 120 km. Die Schichten des Tertiärs liegen in der Banas-Ova im allgemeinen nahezu horizontal, werden aber von bedeutenden Verwerfungen durchsetzt. Die Brüche begannen schon während der Ablagerung des Tertiärs, haben sich aber zum Teil noch nach der Herstellung der Plateauoberfläche fortgesetzt.

Die Plateauoberfläche ist durch Abtragung entstanden, denn sie schneidet nicht nur manche Brüche, sondern zuweilen auch eine merkbare Neigung der Schichten eben ab. Die Oberfläche erscheint, von weitem gesehen, als eine weite einheitliche Ebene, die meist weiß oder dort, wo die oberen Sande liegen, rot gefärbt ist.

Von SW, von den Gräben des Hermos und Mäander, erscheint die Banas-Ova als Hochland, und zwar als ein randlicher Teil des großen inneren Hochlandes von Kleinasien.

Die Gebirge von Denislü und das Becken von Hierapolis. Die Gebirge von Denislü, bestehend aus der langen Kette des Buba dagh und dem Klotzberg Chonas dagh, bilden einen Wall von altem Faltengebirge, der mit der orographischen Richtung W—O das Becken von Hierapolis südlich abschließt und es von den benachbarten Tertiärtafeln und Hochebenen von Asi-Kara-Agatsch, Tschukur-köi, Davas und Karadja-su trennt. Mit drei schmalen Ausläufern steht das Gebirge in geologischem Zusammenhang mit den Faltengebirgen des Aktsche- und Avdan dagh im Süden, während es sonst von Tertiär umgürtet ist.

Es sind recht wechselnde Gesteinszonen, welche diese Gebirge zusammensetzen:

1. Die älteste tritt im Westen auf. Hier, östlich bis zum Gipfel des Buba dagh und am Nordabhang bis gegen Denislü hin, besteht das Gebirge aus dunklem Glimmerschiefer, auch Granatglimmerschiefer, Gneisschiefer, Graphitquarzitschiefer, darin untergeordnet Kalkglimmerschiefer und Marmor (bei Gere).

2. Über den kristallinen Schiefern lagert diskordant eine mächtige Decke von grobkörnigem weißen und bläulichen Marmor, die vielleicht durch eine Überschiebungsfläche von den Schiefern getrennt ist. Auch in diesem Marmor treten einzelne Züge von Glimmerschiefer auf.

3. Der Marmor des Buba dagh fällt nach S am Dam Karadschören hinunter unter schwarze und grüne Phyllite mit Zügen halbkristallinen Kalkes, welche einer jüngeren, weniger metamorphosierten Stufe angehören.

4. Grauer, massiger Kalk, über den Phylliten oder mit ihnen verzahnt, bildet die östliche Fortsetzung des Buba dagh: den Fyndyk-, Bedre dagh und Topalan, auch eine Zone am Südabhang des Gerziler dagh bis zum Dam Karadschören hin; ferner den Nordabhang des Chonas dagh. Diese Kalke dürften dem Paläozoikum angehören. Ob auch die Kalke des Sapandscha dagh hierzu zu rechnen sind, ist nicht bekannt. Mit ihnen eng verbunden sind grünliche oder schwärzliche Tonschiefer, Grauwacken, weinrote Kalkschiefer.

5. Über diesen Schiefern und Kalken lagert im höheren Teil des Chonas dagh und auf seinem Südabhang eine mächtige Kalkdecke, welche wieder aus schiefrigen oder dünnplattigen, zum Teil rötlichen Kalken, streifigen Dolomitschiefern besteht.

Die Faltung ist in diesen Gebirgen sehr stark, besonders in den Schiefern, und die Streichrichtung ist wechselnd und meist unabhängig von der ostwestlichen, orographischen Richtung. Sie ist westlich von Kadi-köi NO bis N; von da an in den Glimmerschiefern des Nordabhangs ziemlich regelmäßig OSO bis (untergeordnet) ONO, mit allgemeinem Einfallen nach S. Im ganzen genommen überwiegt das nordöstliche Streichen. Es ist wahrscheinlich, daß sowohl die Marmordecke des Buba dagh als die Kalkdecke des Chonas dagh nach N über die Schiefer überschoben sind. Es scheint die Ostgrenze der lydisch-karischen Masse durch eine Überschiebung derselben über das sedimentäre Gebirge bezeichnet zu sein. Der letzte einigermaßen als solcher kenntliche Ausläufer des Tauros, der Sultan dagh, streicht NW, also steht die taurische Faltungsrichtung senkrecht auf der lydisch-karischen.

Das Jungtertiär des Stufenlandes von Denislü, wozu Philippson auch das Tertiär nördlich Serai-köi rechnet, ist stratigraphisch besonders bemerkenswert durch die marinen, beziehentlich brackischen Ablagerungen, die uns im kleinasiatischen Jungtertiär hier zum erstenmal entgegentreten.

Sie bestehen aus grauen und gelben Sanden und Konglomeraten, aus Poros (Kalksandstein) mit Einlagerungen von weißem, fossilleerem Ton, und enthalten eine artenarme, aber individuenreiche Konchylienfauna. Sie setzen den niedrigeren Streifen des Stufenlandes von Denislü am Rande gegen die Ebene zusammen. Sie überlagern diskordant das stärker gestörte Süßwassertertiär, sind also jünger als dieses. Nach einer vorläufigen Mitteilung von P. Oppenheim dürften sie nicht älter als Pontisch, also Unter-Pliocän sein.

Das Süßwassertertiär, an mehreren Stellen fossilführend, unterscheidet sich von den grauen und gelben Meeresablagerungen durch die schneeweiße Farbe.

Die Brüche, die den Nordostrand der Ebene von Hierapolis begleiten, sind ausgezeichnet durch eine Reihe von warmen Quellen, welche mächtige Kalksinterbildungen ablagern. Im Mäandertal oberhalb der Ruinen von Tripolis treffen wir eine Gruppe dieser Quellen, die ansehnliche Sinterkegel im Talboden aufgebaut hat. Viel auffallender ist die berühmte Sinterterrasse von Hierapolis.

Die Ebene von Hierapolis ist der tiefste Teil des großen Einbruchs. Ihr östlicher Teil, die Türkmen-Ova, erstreckt sich von O nach W 18 km lang, bei einer Breite von 2 km. Ihr Boden besteht aus mächtigen Sinterbildungen und ist durch diese auf 350—400 m (im östlichsten Zipfel bis 500 m) erhöht. Ihr Hauptfluß, der Kütschük-Menderes („Kleiner Mäander“), der Lykos d. A., kommt vom Hochlande im Osten herunter; sein Wasser setzt keinen Sinter ab, und hat sich unterhalb des alten Kolossai eine tiefe Schlucht in den Sinter eingeschnitten, um die Höhenstufe zu überwinden.

Die ganze untere Mäanderebene[1]) ist quer durch die alte kristalline Gebirgsmasse von Lydien und Karien hindurchgelegt und in deren Gebirgsbau in keiner Weise begründet; sie unterbricht nicht nur den geologischen, sondern auch den morphologischen Zusammenhang der beiden Teile des ehemals einheitlichen Rumpfgebirges. Dabei tritt, ähnlich wie beim Hermos-Kogamos-Graben, nur noch viel stärker ausgeprägt, ein Gegensatz der beiden Ränder hervor. Am Nordrand zieht sich

[1]) Alfred Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien: V. Heft (Schlußheft): Karien südlich des Mäander und das westliche Lykien. Mit 8 Bildertafeln, 2 geol. Karten in 1:300000 und 6 Fig. im Text. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft Nr. 183, 158 pp.

von Kujudjak bis Magnesia ein ununterbrochener Saum von Tertiär, meist in der Ausbildung des „Tmolosschuttes“ entlang, der zwischen dem kristallinen Gebirge und der Ebene eine Vorstufe bildet. Infolgedessen schwankt die Breite des Tertiärs zwischen 1 und 11 km. Verwerfungen bilden zumeist die Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem Tertiär und durchsetzen das letztere, so daß dieses treppenförmig zur Ebene absinkt. Westlich von Aidin sind durch diese Verwerfungen sogar zwei Rücken des Grundgebirges mitten im Tertiär zutage gebracht.

Das Tertiär wurde in einer sich andauernd vertiefenden Senke abgelagert (s. Heft IV, S. 51), ist dann aber durch das allmählich aufsteigende Gebirge mit nach N hinaufgezerrt worden und dabei in Schollen zerbrochen. Die Mäanderebene ist ein junger Grabenbruch.

Auf der Südseite der Ebene aber fehlt der Tertiärsaum. Nach dieser südlichen Seite hin hat sich der Grabenbruch auf Kosten des höheren Gebirges verbreitert, indem er Teile des letzteren zum Absinken brachte, während umgekehrt auf der Nordseite das Gebirge aufstieg und Teile der Grabentiefe hinaufzerrte. Der Graben hat sich also seit dem Tertiär nach S verschoben, ähnlich wie der Hermos-Kogamos-Graben nach N.

Mit dieser verschiedenen Bewegung der beiden Seiten des Mäandergrabens, Hebung im Norden, Abbruch im Süden, stimmen die rezenten Hebungserscheinungen und Terrassen bei Aidin (Heft II, S. 79) und die großen Schutthalden der Nordseite, die Unbedeutendheit der letzteren und die breiten Talmündungen auf der Südseite überein; ebenso die größere Höhe des nördlichen Gebirges (bis 1600 m) gegenüber dem Südrand, wo die Rumpffläche nur 500—800 m hoch liegt. Die Mäanderebene ist eine Erdbebenzone ersten Ranges.

Die Halbinseln Tracheia (mit Cap Krio) und von Knidos bilden Faltengebirge mesozoischer Schichten. Nur die Tonschiefer und Sandsteine mit Diabas und Schalstein, welche im Westen der Tracheiahalbinsel zwischen Söut und Saranta sowie an der Badalenia-Bai in geringer Ausdehnung unter den mesozoischen Massenkalken auftreten, dürften wie die Karovaschiefer dem Paläozoikum angehören.

In der mächtigen mesozoischen Schichtreihe treten die beiden Fazies der grauen, dichten bis halbkristallinen Massenkalke und der weißgelblichen, geschichteten bis dünnplattigen, Hornsteinknollen enthaltenden Kalke vom Typus der Olonoskalke des westlichen Griechenlands entgegen. Letztere wechsellagern

hier wie dort mit Sandsteinen, Tonschiefern und rotem Hornstein in zuweilen mächtigen, zuweilen dünnen Schichtkomplexen und entsprechen der „Schieferhornsteingruppe“ Griechenlands. Überall, wo die beiden Kalke zusammenkommen, lagert der geschichtete Olonoskalk über dem Massenkalk. Doch ist diese Überlagerung keineswegs normal; der Olonoskalk ist in seiner Gesamtheit nicht jünger als der Massenkalk. Denn im Massenkalk ist durch *Diplopora herculea* Stop. mittlere Trias, an anderer Stelle durch Rudisten Kreide nachgewiesen, so daß Philippson annimmt, daß der Massenkalk das gesamte Mesozoikum umfaßt. Der Olonoskalk begreift aber in Griechenland ebenfalls verschiedene Glieder des Mesozoikums und scheint in unserem Gebiet Radiolarien zu führen, welche auf Jura hinweisen. Es scheinen also Massenkalk und Olonoskalk zwei verschiedene, im wesentlichen gleichaltrige Fazies der mesozoischen Schichtreihe; daß der Olonoskalk (nach Philippson) durch eine große Deckenüberschiebung über den Massenkalk hinaufgeschoben sei, ist völlig unwahrscheinlich.

Die Überschiebungen werden nach dem Verf. bestätigt durch das Vorkommen von Flysch bei Baïr im Innern der Tracheiahalbinsel. Es sind Sandsteine und Konglomerate, welch letztere Gerölle von Olonoskalk und Hornstein führen, also jünger als der Olonoskalk und von ihm durch eine Erosionsperiode geschieden sind. Hierdurch und durch das Auftreten von Nummuliten in demselben Flysch wird sein alttertiäres Alter bewiesen.

In den Kalkgebirgen der Knidischen Halbinsel erscheinen bereits einige größere Partien von Serpentin. Dieser nimmt dann aber zusammenhängend den ganzen Stiel der beiden Halbinseln ein. Das ist aber nur ein Teil einer riesigen Serpentinmasse, die den ganzen Süden des karischen Hochlandes, mit dem Sandiras dagh zusammensetzt und einen anderen Ausläufer nach SO, nach Lykien hineinsendet.

Auf der Insel Kos, die etwas nördlich unserer Zone liegt und näher mit der Halbinsel von Halikarnaß zusammenhängt, ist nach Plieningers Sammlungen von mir Unterkarbon und grauer Kalk mit obertriadischen Fossilien festgestellt; letzterer entspricht augenscheinlich dem Massenkalke Philippsons.

Ein wesentlicher Unterschied der Insel Rhodos von dem Festlande besteht darin, daß auf Rhodos die mesozoischen Kalke nur in isolierten Gebirgsstöcken mitten in ausgedehntem Terrain alttertiären Flysches und Jungtertiärs auftreten. Die vorherrschende, nordöstliche Streichrichtung weist von Rhodos mehr

nach dem westlichen Lykien als nach Karien hin. Serpentin tritt auf der Insel nur in kleineren Durchbrüchen auf, die von v. Bukowski meist für alttertiär gehalten werden.

In dem ausgedehnten Gebirgsland des westlichen Lykien, das sich zu alpinen Höhen erhebt, lassen sich einige Gebirgszonen voneinander sondern.

1. Zunächst an der Küste eine Zone Kalk unbestimmten Alters. Die Streichrichtung der Schichten und der beiden Hochkämme ist NW—SO, stimmt also mit der allgemeinen Richtung der Zone.

2. Die zweite Zone, die sich nordöstlich anschließt, besteht aus Serpentin und Flysch. Der Flysch: Tonschiefer, Sandsteine und Kalkkonglomerate, zeigt Einlagerungen von Nummulitenkalk, die sein alttertiäres Alter außer Zweifel setzen. Er wird deutlich vom Serpentin überlagert. Der Flysch liegt tief zwischen höheren Serpentinbergen, so daß der Eindruck eines „Fensters" entsteht. (Da jedoch hier — wie im Amanos — der Nummulitenkalk älter ist als Serpentin, scheint mir diese Annahme nicht notwendig zu sein.)

3. Die dritte Zone ist das ausgedehnte Kalkhochgebirge des Innern, das als Gesamtheit ebenfalls OSO gerichtet ist. Auch hier erscheint der Serpentin in verhältnismäßig tieferer Lage zwischen höheren Kalkbergen.

Die große Serpentinzone des südlichen Karien teilt sich im westlichen Lykien und läßt zwischen sich ein nach O immer breiter und höher werdendes Kalkgebirge auftauchen, das im allgemeinen als Fortsetzung des Gebirges der Knidischen Halbinsel angesehen werden kann. Es ergibt sich, daß die früher in Lykien vermutete Anscharung des von Südgriechenland über Kreta herankommenden Faltensystems, das durch Rhodos mit NO-Richtung das Festland betreten müßte, mit den von SO heranstreichenden taurischen Falten keinesfalls im westlichen Lykien oder südlichen Karien stattfindet. Innerhalb meines Reisegebietes deutet im Gegenteil alles darauf hin, daß die griechischen Falten — das Ende des dinarischen [besser hellenischen] Systems — von W über das Ägäische Meer herüberkommen, und durch dieses an der Oberfläche unterbrochen, in Lykien nach SO umbiegen und sich so als Vorzone dem taurischen Bogen vorlagern. Damit stimmt es gut überein, daß wir die mesozoischen Kalke und Serpentine dieser Falten in Zypern und im Amanos, also südlich von dem kilikischen Tauros wiederfinden.

Das Land südlich des Mäander ist aus Gesteinszonen zusammengesetztzt, die von W nach O ziehen. Zunächst im Norden Gneise, Granite und kristalline Schiefer der lydisch-karischen Masse, dann Marmore, im Bogen von NW durch O nach NO die Schiefer umgehend; dann ein Gürtel paläozoischer Gesteine, der sich dieser Biegung nach anschmiegt, aber in seiner Südgrenze schon nahezu östlich gerichtet ist; endlich ein Streifen mesozoischer Kalke verschiedener Fazies, auch alttertiären Flysches, ferner ausgedehnte, intensiv gefaltete Serpentinmassen, W—O streichend mit Abweichung im Westen nach SW, im Osten nach SO.

Während in Lydien und zum Teil auch in Mysien die Oberflächengestalt in erster Linie durch west-östlich streichende Brüche bedingt wird, so daß lange, schmale Hoch- und Tiefschollen mit west-östlicher Längsrichtung miteinander wechseln, greift südlich des großen westöstlichen Mäandergrabens eine ganz andere Anordnung Platz:

1. Ein zusammenhängendes Hochland reicht westlich bis zum Madaran dagh (1835 m), der Gök-Tepe-Kette (2000 m), dem Sandiras dagh (2500 m), dem Tschal dagh (2200 m) und dem Ak dagh (3030 m). In das Innere dieses Hochlandes springt vom Mäandergraben der Einbruch von Bosdogan südostwärts ein, endet aber bald stumpf gegen die Hochebene von Dawas.

2. Das Hochland fällt nach SW zu einer tieferen Zone ab, welche vom Mäandergraben aus nach SO zieht.

Außerhalb der ersten Tiefenzone erhebt sich wieder höheres Land, aber nicht so hoch wie die innere Staffel. Seine Berge bleiben an Höhe gegen diese weit zurück. Im nördlichen Teil dieses Streifens ragen Beschparmak (Latmos, 1375 m), Tekkeler dagh, Gök-Bel, Aksivri nur in kleinen Partien etwas über 1000 m auf. Im Süden wird diese zweite Staffel unterbrochen von dem Golfe von Kos.

Es folgt eine zweite Tiefenzone, wieder mit annähernd südöstlicher Richtung: sie beginnt mit dem Latmischen Golf, enthält die Tiefebenen von Mendelia, Nilas und Karova und dann die Senke Milâs-Gereme, die über 300 m Höhe nicht erreicht.

Außerhalb dieser zweiten Tiefenzone haben wir die dritte Staffel, noch niedriger als die vorige: sie enthält die Gebirge Tschatalalan und Kaschykly, dann das Gebirge von Suangela und die äußere Halbinsel von Halikarnass, die äußere (höhere) Halbinsel von Knidos, die Inseln Symi und Rhodos.

Die dritte Tiefenzone wird dargestellt durch das Meer, welches die Sporaden vom Festland trennt.

Die vierte Staffel bildet die Inselreihe der Sporaden, eine versenkte Gebirgskette, von denen die nördlichen Inseln nicht über 300 m hoch sind; Kalymnos erreicht 686 m, das größere Kos 875 m, der Vulkan Nisyros 692 m, Tilos 612 m, Charki 596 m.

Die Anordnung in meerwärts absteigende Landstaffeln, die vom Faltenbau unabhängig sind, erinnert, allerdings in sehr verkleinertem Maßstab, an die entsprechenden Erscheinungen in Ostasien, die F. v. Richthofen dargestellt hat. Hier wie dort verlaufen die Staffeln annähernd parallel zur Küste des Meeres, welches seinerseits in die Senken der äußeren Staffeln eintritt.

Mit dieser der Küste parallelen Staffelung kombiniert sich die Ausdehnung größerer, noch erhaltener Rumpfflächen.

Sowohl die Staffelung mit ihren Beckeneinbrüchen und die Einrumpfung sind in ihrer Vollendung jünger als das Jungtertiär, das von beiden Erscheinungen betroffen wird; sie haben also erst im Oberpliocän oder Quartär ihren Abschluß erreicht. Zwischen Staffelung (nebst Einbruch) und Einrumpfung bestehen sehr verwickelte genetische Verhältnisse, deren Entwirrung von der noch ungelösten Frage abhängt, ob die verschiedenen Flächenstücke ursprünglich eine Fläche bildeten und durch Dislokation zerlegt sind, oder ob sie mehreren, aufeinanderfolgenden Einrumpfungsprozessen entstammen.

5. Der Vulkanismus.

a) Der Vulkanismus im westlichen Anatolien.

Jungvulkanische Gesteine, meist Andesite und die zugehörigen Tuffe, bedecken nach Philippson in Nordwest-Anatolien weithin die Oberfläche. Im Südwesten treten diese jüngeren Gebilde dagegen nur in einzelnen Becken und Umrandungen des älteren Gebirges auf; im Nordwesten Kleinasiens wiegen sie derart vor, daß sie als eine fast zusammenhängende Decke das ältere Gebirge verhüllen, das nur in einzelnen inselförmigen Massen und Zügen aus dieser jungen Decke hervorragt, jäh und nackt, wo der Kalk, sanft und bewachsen, wo Schiefer und alte Eruptivgesteine vorwiegen.

Die vulkanischen Gesteine des Jungtertiärs durchsetzen in Form von vulkanischen Schloten, die von Lava erfüllt sind, das Jungtertiär oder stellen Reste ehemaliger Vulkane dar, die sich darüber aufgebaut haben. Durch die Abtragung der weicheren Gesteine, die sie durchsetzen, oder des lockeren Aschenmantels des Vulkans wittern die festen Laven heraus und ragen nun

als Felskuppen oder als kleine Massengebirge über ihre Umgebung auf. In andern Fällen breiten sich die Laven strom- oder deckenartig aus und bilden so entweder Einlagerungen in der jungtertiären Schichtenreihe oder krönen sie tafelförmig. In diesen Fällen treten uns in der Regel steinbesäte Plateaus entgegen. Rezente, frische Vulkane mit Kratern und Aschenkegeln gibt es im westlichen Kleinasien nur in der Katakekaumene in Lydien.

Die Andesite, besonders die Lavadecken, zeigen vielfach eine tiefgreifende Verwitterung in rundliche, meist etwa kopfgroße Blöcke, die in einen sandigen Verwitterungsgrus oder in mulmig zersetztem Gesteinsmaterial eingebettet liegen, so daß man den Eindruck eines Tuffes gewinnt, der zahlreiche Bomben einschließt.

Die weite Verbreitung junger Andesite macht die Verwitterungsformen, wie PHILIPPSON hervorhebt, landschaftlich bedeutsam. An der Oberfläche wird der Grus ausgewaschen, und die Blöcke liegen dann als „Blockmeere" umher. Diese rundlichen, locker gehäuften Steine bilden für die Fortbewegung von Mensch und Tier ein großes Hindernis; die Wege in solchen Blockmeeren sind unbeschreiblich schlecht. Die verschiedenen Grade der Verwitterung zeigen sich auch in der sehr verschiedenen Färbung der Andesite, die schon ursprünglich mannigfaltig gefärbt sind. So finden wir oft dicht nebeneinander Gesteinsfarben von tiefstem Schwarz durch Grau zu Rot, Braun oder Violett. — Viel seltener als die Andesite sind die Basalte, die jünger sind als jene.

Sehr weit verbreitet sind namentlich vulkanische Tuffe verschiedener Färbung (je nach ihrer petrographischen Zusammensetzung): meist sind sie weiß, gelblich oder grünlich. Häufig enthalten ziemlich feinkörnige Tuffe größere eckige Brocken (Auswürflinge) vulkanischen oder auch nichtvulkanischen Gesteins, die beim Ausbruch mitgerissen wurden. Die Tuffe sind meist ziemlich verfestigt, doch bleiben sie fast immer leicht bearbeitbar, so daß sie ein beliebtes Baumaterial abgeben. Vor allem sind fast alle Felsgräber in Phrygien und im nordwestlichen Kleinasien, ebenso wie weiter im Innern in solchen Tuffen ausgehöhlt.

Auch der Stein des Midas-Mausoleums ist ein Tuff von gelber Orangefarbe[1]) mit feinen Nadeln von Pyroxen und Amphibol durchzogen und voll bimssteinartiger Agglomerate, die an der Luft durch Abbleichen verschiedene Färbungen erhalten.

[1]) C. RITTER: Kleinasien, p. 645.

Die ausgedehnten Forschungen PHILIPPSONS gestatten eine genauere Altersbestimmung der Tuffe und Eruptivdecken, besonders auch die Feststellung ihres Verhältnisses zu der allgemeinen Abtragungsfläche.

Aus der reichen Fülle von Einzelbeobachtungen PHILIPPSONS seien im folgenden einige der wichtigsten hervorgehoben. Für das Jungtertiär im Süden von Kutahia ergibt sich aus den Beobachtungen PHILIPPSONS (III) folgendes Normalprofil von oben nach unten:

4. Rote Schotter oder roter, halbgerundeter Schutt.
3. Plattiger, dichter Kalk, zum Teil mit Chalcedonknollen, oder mit Brocken und Geröllen von Hornstein u.a.; Süßwasserschnecken und *Unio*. Stellenweise als Kalktuff ausgebildet. In diesem Komplex eingelagert der Basalt nördlich von Gedis.
2. Weiße oder graue Sande oder Sandsteine, Schotter, Mergel (diese zum Teil bläulich). Statt dieser stellenweise roter Schotter und rote Sandsteine, wo das Material vornehmlich von Grünstein und rotem Kieselgestein herrührt. In dieser Gruppe Andesit von Gedis, Tuffe, verkieselte Tuffe von Schabhane.
1. Flyschartiger grauer und gelber Sandstein, mit Pflanzenresten; Einlagerungen von Süßwasserkalk, Konglomerat, Andesit, verkieseltem Tuff.

In dem ganzen System, mindestens in 1—3, scheint konkordante Schichtenfolge zu herrschen.

Die jungtertiäre Decke ist im NW von Kleinasien keineswegs gleichartig und einförmig. Sie ist auch ihrerseits von jungen tektonischen Störungen stark betroffen, sowohl von Verwerfungen als auch von Faltungen, und so sind ihre Schichten bald in Tafelform flach gelagert, bald steil aufgerichtet; hier bilden sie in geringer Meereshöhe sanfte Hügelländer, dort sind sie zu bedeutenden Höhen erhoben und von tiefen Tälern zerfurcht und nehmen gebirgsartiges Relief an. Im ganzen senken sie sich zumeist von den Gebirgen zu den Ebenen hin.

Am stärksten sind in der Regel die Störungen des Jungtertiärs an der Grenze des älteren Gebirges, dessen einzelne Hervorragungen von unten durch die jungtertiäre Decke hindurchgestoßen zu sein scheinen.

Eine Folge dieser wiederholten und komplizierten tektonischen Störungen, die besonders den Nordwesten Kleinasiens betroffen haben, ist der unregelmäßige Wechsel des Streichens, besonders auch im Jungtertiär. Dazu kommt die große Mannigfaltigkeit der jungtertiären Gesteine, um das Landschaftsbild noch wechsel-

voller zu machen. Es sind bald unfruchtbare Kalke, bald feste Konglomerate oder lockere Sande, bald wieder fruchtbare weiche Tone und Mergel oder vulkanische Tuffe, und jeder dieser Ausbildungen entsprechen andere Formen und Kulturwerte der Landschaft.

Ein besonders bezeichnendes Beispiel des Gebirgsbaus ist nach PHILIPPSON der altbekannte Sipylos bei Magnesia.

Im Südwesten des Egrigös (Süd-Mysien) liegt gegen das Simavbecken hin außerdem Feldspatbasalt in zwei durch eine Geröllschicht geschiedenen Decken; weiter nordwärts folgt nach PHILIPPSON[1]) die Jungtertiärscholle des Inekullar-Tschai. Die breite Abtragungsfläche gegen das Simavbecken verläuft am Rande des Gebirges in 1000—1100 m Höhe über Glimmerschiefer, Basalt und Marmor hin; gegen den Inekullar-Tschai scheint eine ähnliche Fläche von etwa 900 m den Fuß des Gebirges zu begleiten.

Im Osten des Granitgebirges breitet sich die Jungtertiärlandschaft von Emed aus, die sich weit nach Osten gegen Kutahia hin erstreckt. Das Jungtertiär besteht an dem Wege PHILIPPSONS, der sich nur höchstens 7 km vom Rande des Granits entfernt, aus Süßwasserkalken, zum Teil plattig und mit schwarzen Hornsteinknollen, auch Süßwasserkonchylien und Pflanzenreste enthaltend, Kalkschiefer, Mergelkalk, Kalktuff, grauem und weißem Sandstein, vulkanischen Tuffen, Sand, Konglomerat und Schotter. Letztere beiden treten besonders als oberer Abschluß des ganzen Systems auf und sind dann zuweilen rot gefärbt. Sie liegen bei Hammam diskordant über den gefalteten Mergeln; da sie aber auch stark geneigt sind, gehören sie wohl noch zum Jungtertiär, nicht zum Quartär. Einzelne kleinere Andesitstöcke und -gänge durchsetzen das Jungtertiär.

Andesitische Laven[2]) sind innerhalb des Tertiärs des oberen Makestos (Simav) vorhanden, ebenso in Verbindung damit Kieselgesteine; sie werden aber überwogen von Dazit und Rhyolith. Dieses letztere, kieselsäurereiche Eruptivgestein lagert zwischen dem Jungtertiär und seinen Tuffen, besonders aber über demselben und dann oft diskordant als flache Decke über dem aufgerichteten Tertiär. Der Rhyolith umschließt bei dem See vom Simav das schöne Opalvorkommen, dessen Beschreibung die Wissenschaft MAX BAUER verdankt. Der Rhyolith ist also zum großen Teil jünger als die hier auf-

---

[1]) PHILIPPSON: Kleinasien III. S. 36/37.
[2]) PHILIPPSON: Kleinasien, III, S. 25/26.

tretenden tertiären Ablagerungen; es scheint demnach, daß er auch bedeutend jünger ist als der Rhyolithtuff des unteren Makestostales. Die rhyolithischen Eruptionen entsprechen also wahrscheinlich nicht einer besonderen Zeit der vulkanischen Tätigkeit, sondern einem bestimmten geographischen Gebiet. Die Tafelberge[1]) in welche die Rhyolithdecken zerschnitten sind, sind morphologisch für große Teile unserer Landschaft bezeichnend. Noch jünger ist der Trachyt, welcher im Gipfel des Ak dagh den Rhyolith überlagert. Einem trachytischen ausgewitterten Gang gehört auch der berühmte Burgberg der phrygischen Stadt Afiun Karahissar an.

Das Jungtertiär und die vulkanischen Gebilde erscheinen im Tschatal dagh (westlich des Olymp) nicht in größeren zusammenhängenden Decken, sondern in einzelnen eingesenkten Schollen.

Das nördlich von Alaschehir liegende Gebirgsland ist die sogenannte Katakekaumene (das verbrannte Land) der Alten, dem nach STRABO die Landschaft Mäonia, das Grenzgebiet der Phrygier, Lydier und Karier, entsprach. Es ist vulkanischer Boden mit häufigen Kraterbildungen, deren Tätigkeit jedoch in vorhistorische Zeit zurückreicht[2]).

Die Krater und Lavaströme sind als solche selbst dem Laien kenntlich, während die zahlreichen vulkanischen Massen der Tertiärzeit bis zur äußerlichen Unkenntlichkeit umgeformt und abgetragen sind. Doch ergibt sich aus der Schilderung STRABOS, daß in historischer Zeit hier keine Eruption mehr vorgekommen ist.

Man erreicht die Katakekaumene[3]) auf der von Smyrna nach Afiun-Karahissar führenden Eisenbahn bei dem Städtchen Salichli, unweit der Ruinen von Sardes (Sart.). Von Salichli aus setzt sich der Hermosgraben nach OSO fort, wird aber nur von einem Nebenfluß des Hermos, dem Kogamos, durchströmt, während der Hermos selbst gegenüber von Salichli aus dem

---

[1]) A. a. O., S. 58 59.

[2]) SARRE: Reise in Kleinasien — Sommer 1895. — Berlin 1896. Seite 5.

[3]) ALFRED PHILIPPSON: Das Vulkangebiet von Kula in Lydien, die Katakekaumene der Alten. PETERM. Mitteilungen **59**, 1913, S. 237—241. Mit Karte, Tafel 40—43. 6 Abbildungen, siehe Tafel 41, 42, 43. — Der Versuch KÖNIGSBERGERS, die Thermen der Nachbarschaft mit dem Vulkanismus der Katakekaumene in Beziehung zu setzen, erscheint PHILIPPSON deswegen aussichtslos, weil Thermen im ganzen Westen Kleinasiens zerstreut in großer Zahl vorkommen, zum Teil weit entfernt selbst vom tertiären Vulkanismus.

nördlichen Gebirge in die Senke eintritt. Das Hochland zwischen diesem Erosionstal des oberen Hermos und dem Kogamosgraben ist das Gebiet der Katakekaumene; es wird heute auch nach der etwa 20 000 Einwohner zählenden ansehnlichen Stadt Kula genannt.

Die vulkanischen Gebilde bestehen aus einer großen Zahl von kleinen Schlackenkegeln, deren keiner mehr als 200 m über seine Umgebung aufragt, und von Lavaströmen, die dem Fuß solcher Kegel entsprungen sind. Diese Gebilde verteilen sich auf einen von OSO nach WNW gerichteten Streifen, der, unter Einrechnung der Stromenden, knapp 50 km Länge und 14 km größte Breite besitzt. Graben und Vulkane haben unmittelbar nichts miteinander zu tun.

Das Jungtertiär liegt überall horizontal oder wenigstens sehr flach und ist ein Teil der Decke von Binnenseeablagerungen des westlichen Kleinasien.

Hamilton und Strickland haben drei Perioden posttertiärer vulkanischer Tätigkeit in der Katakekaumene unterschieden. Philippson konnte außerdem eine noch frühere Periode feststellen, nämlich Basaltströme, die dem Tertiär eingelagert sind. Alle Eruptionen haben ausschließlich Basaltlava geliefert. Es sind Leuzit- oder Nephelinbasalte, alle charakterisiert durch reichliche Hornblende. E. Andrä hat aus Philippsons Gesteinsproben nachweisen können, daß auch die älteren Laven, einschließlich der tertiären, demselben Typus angehören. Die Katakekaumene ist also eine „petrographische Provinz".

1. Die erste Periode (nach Hamilton und Strickland) ist vertreten durch Plateaubasalt, nämlich durch eine, wie es scheint, aus zwei übereinander lagernden Strömen bestehende Lavadecke auf der Hochfläche des Tertiärs zu beiden Seiten des Hermos nördlich Kula. Ein anderes kleines Vorkommnis liegt südöstlich von Kula. Die Eruptionsstelle dieser Laven ist nicht bekannt; sie sind stark verwittert und daher reich bewachsen. Zwar sind sie jünger als das Tertiär und als die Verwerfungen, die das Tertiär betroffen haben, aber älter als die Ausbildung der Erosionstäler.

2, 3. Im Gegensatz dazu sind die Eruptionen der zweiten und dritten Periode jünger als die Täler und die gesamten heutigen Reliefformen, denen sich ihre Laven völlig anschmiegen. Es ist also zwischen der ersten und zweiten Periode eine lange Zeit verflossen, in der sich der Hermos (nördlich von Kula) 250 m tief eingeschnitten hatte.

Beide Perioden haben gleiche vulkanische Formen, kleine Aschenkegel und große Lavaströme geschaffen. Nur der Er-

haltungszustand der vulkanischen Formen ist verschieden. Die Kegel der dritten Periode sind fast unverändert, mit Böschungen von 30—32°, mit guterhaltenen Kratern, fast völlig vegetationslos. Dagegen sind die Kegel der zweiten Periode abgeflacht (20° Böschung), die Krater nur angedeutet oder verschwunden, die Abhänge von Vegetation bewachsen. Eine scharfe Grenze ist jedoch nach PHILIPPSON in dieser Hinsicht zwischen den Vulkanen der beiden Perioden nicht zu ziehen. Die Schärfe oder Verschwommenheit der Formen zeigt allmähliche Übergänge, und ganz besonders unzuverlässig ist das Merkmal der Bewachsung. Die Verwitterung und der Pflanzenwuchs sind nicht bloß Funktionen der Zeit, sondern hängen oft von recht unscheinbaren, petrographischen, besonders aber auch physikalischen Verschiedenheiten des Gesteines ab.

Es sind nach PHILIPPSON acht Kegel dieser jüngsten Periode zuzuweisen. Beachtenswert ist es, daß diese jüngsten Kegel in den Becken und Tälern auftreten, während die älteren. die sehr viel zahlreicher sind — im ganzen zählt PHILIPPSON ohne die kleinsten Kuppen, 45 Schlote der zweiten Periode —, regellos in den Becken und auf den Höhen zerstreut liegen. Alle Schlackenkegel sind kleine monogenetische Vulkane, die nur einem einzigen Ausbruch ihre Entstehung verdanken, daher nur einen Krater besitzen. Viele Kegel der zweiten Periode haben augenscheinlich gar keine Lavaströme erzeugt.

Die Lava muß außerordentlich dünnflüssig gewesen sein, da sie bei geringer Mächtigkeit und trotz des meist sehr geringen Gefälles weit geflossen ist.

Die ganze Vulkanzone hat bei geringer Breite eine bestimmte Längenausdehnung nach WNW.

Die Vulkanzone der zweiten, älteren Periode beginnt im Osten mit zwei Kegeln bei Köres-köi auf dem Tertiärplateau neben dem Hermos und mit dem Göl dagh und einem andern Kegel östlich von Kula. Von letzteren beiden geht ein großer Strom nach NO bis ins Hermostal hinab (Länge 7 km).

Am Westrand des Kula-Beckens erheben sich nördlich von Kula der Bös-Tepe und ein weiterer Kegel und entsenden einen großen. 8 km langen Strom nach N bis zum Hermos. Aus dem ersteren stammt die größte frische Lavaflut, die nach SW bis Kula (2 km), nach NO bis zum Hermos (9 km weit) reicht und von dem Flusse bei Hammamlar durchschnitten wird. Man kann die Fläche dieses Stromes auf 24 qkm schätzen. Der junge Lavastrom von Kula zeigt in seinen randlichen Teilen eine eigentümliche Erscheinung: zahlreiche, unregelmäßige, oft recht steile Hervorragungen der Oberfläche, die WASHINGTON



Erklärung zu Tafel I.

Oberdevon-Brachiopoden des Tauros.

Fig. 1a—e.	*Rhynchonella cuboides* Sow. var. nov. *cilico-armenica* Frech. Devon. a, b Kaimirwank (Armenien), c, d, e Zisternenbrunnen v. Hatschkiri (Tauros). 1 : 1 . S. 212.
Fig. 2.	*Rhynchonella cuboides* Sow. Unt. Oberdevon. Zisternenbrunnen v. Hatschkiri. 1 : 1 . . . . S. 212.
Fig. 3.	*Rhynchonella cuboides* var. *crenulata* Sow. Ob. Calceolaschichten. Walsdorf bei Hillesheim. 1 : 1 . S. 213.
Fig. 4a—c.	*Rhynchonella postelliptica* Paeckelm. Unt. Oberdevon Zisternenbrunnen v. Hatschkiri. 2 : 1 . . . S. 214.
Fig. 5a, b.	*Rhyncbonella letiensis* Goss. Ob. Oberdevon. Tschal Chone, Persien. 1 : 1 . . . . S. 214.
Fig. 6a, b.	*Rhynchonella letiensis* Goss. var. = *Rh. pleurodon* Tietze. Mittl. Oberdevon. Ebersdorf. Glatz. 1 : 1. S. 214.
Fig. 7a—c.	*Chascothyris cilicica* n. sp. (Frech). Zisternenbrunnen von Hatschkiri. 1 : 1 . . . . S. 215.
Fig. 8a, b.	*Productella forojuliensis* Frech. Unt. Oberdevon. Abstieg nach Hadjin. Niederer Tauros (= „Anti-Tauros"). 1 : 1 . . . . S. 216.
Fig. 9a—c.	*Strophalosia calva* Wenjukoff. Mittl. Oberdevon. a, b. Pirgerde, Nordpersien. a Seitenansicht mit eingezeichneter Konkavklappe, b Konkavklappe, c Konvexe Klappe von Hatschkiri. 1 : 1 . . . . S. 216.
Fig. 10.	*Spirif. mesacostalis* Hall. Mittl. Oberdevon. Hatschkiri. 1 : 1. Auf derselben Platte liegt *Stroph. calva* Fig. 9c. S. 217.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel II.

Tieferes Untercarbon (Tournaistufe) des Taurus.

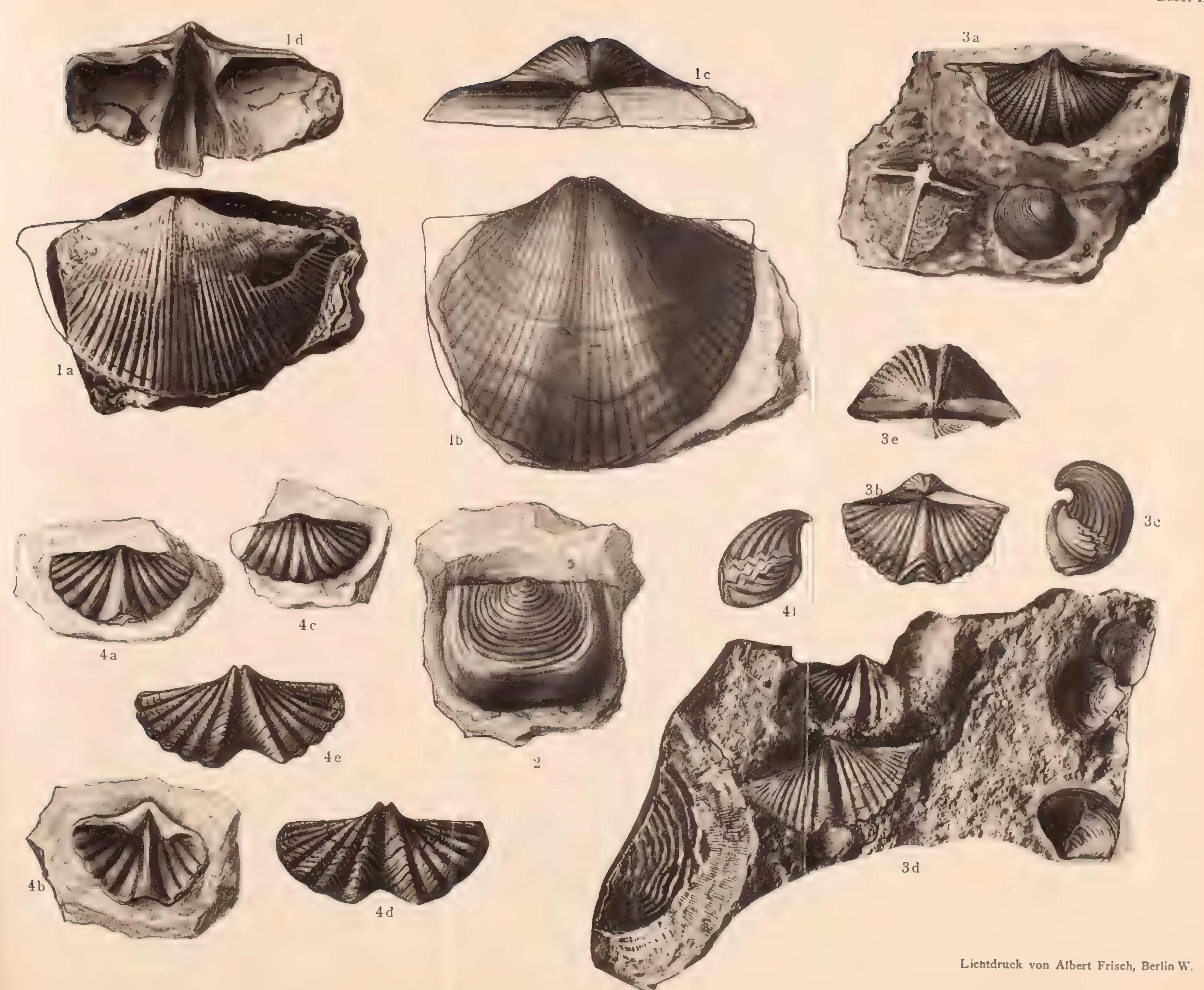
Fig. 1a–d. *Spirifer tornacensis* DE KON. Breite und schmale Varietät. 1 : 1 . . . . S. 230.

Fig. 2 und Fig. 3d links. *Leptaena analoga* PHILL. 1 : 1 . S. 237.

Fig. 3a—e. *Spiriferina laminosa* L'EVEILLÉ (in 3d : Mitte) mit *Athyris Royssii* L'EVEILLÉ. 1 : 1 (3d rechts) . . . . S. 231.

Fig. 4a—f. *Spiriferina octoplicata* SOW. 2 : 1. a—c. Yer köprü, d. Visé (det. DE KONINCK), e. Dobschau in Ungarn (n. FRECH) . . . . S. 232.

Sämtliche Stücke, bei denen nichts Besonderes angegeben ist, stammen aus dem tieferen Untercarbon, den sandigen Kalkschiefern der Tournaistufe, von der natürlichen Brücke (Yer köprü) der Großen Tschakitschlucht im südlichen Taurus, an der Bagdadbahn (Station Hatsch-kiri).



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Erklärung zu Tafel III.

Tieferes Untercarbon (Tournaistufe) des Tauros.

Fig. 1a—c. *Athyris Royssii* L'EVEILLÉ mut. *tornacensis* FRECH. 1 : 1, nur c 2 : 1 . . . . S. 235.

Fig. 2. *Athyris lamellosa* L'EVEILLÉ. 1 : 1 . . . . . S. 236.

Fig. 3a, b. *Platyceras neglectum* DE KON. sp. Unterstes Carbon. 1 : 1 . . . . S. 229.

Fig. 4. *Griffithides mucronatus* F. ROEMER. Unteres Obercarbon. Ob. Sudetische Stufe. Gräfin Lauragrube (Oberschlesien.) 3 : 1. (Zum Vergleich mit Fig. 6 u. 7.) S. 229.

Fig. 5a, b. *Conocardium herculeum* DE KON. 1 : 1 . . . S. 230.

Fig. 6a, b. *Griffithides globiceps* PHILL. Kohlenkalk. 2:1. a. Ballyhomock (Irland); b. Yer köprü . . . . S. 228.

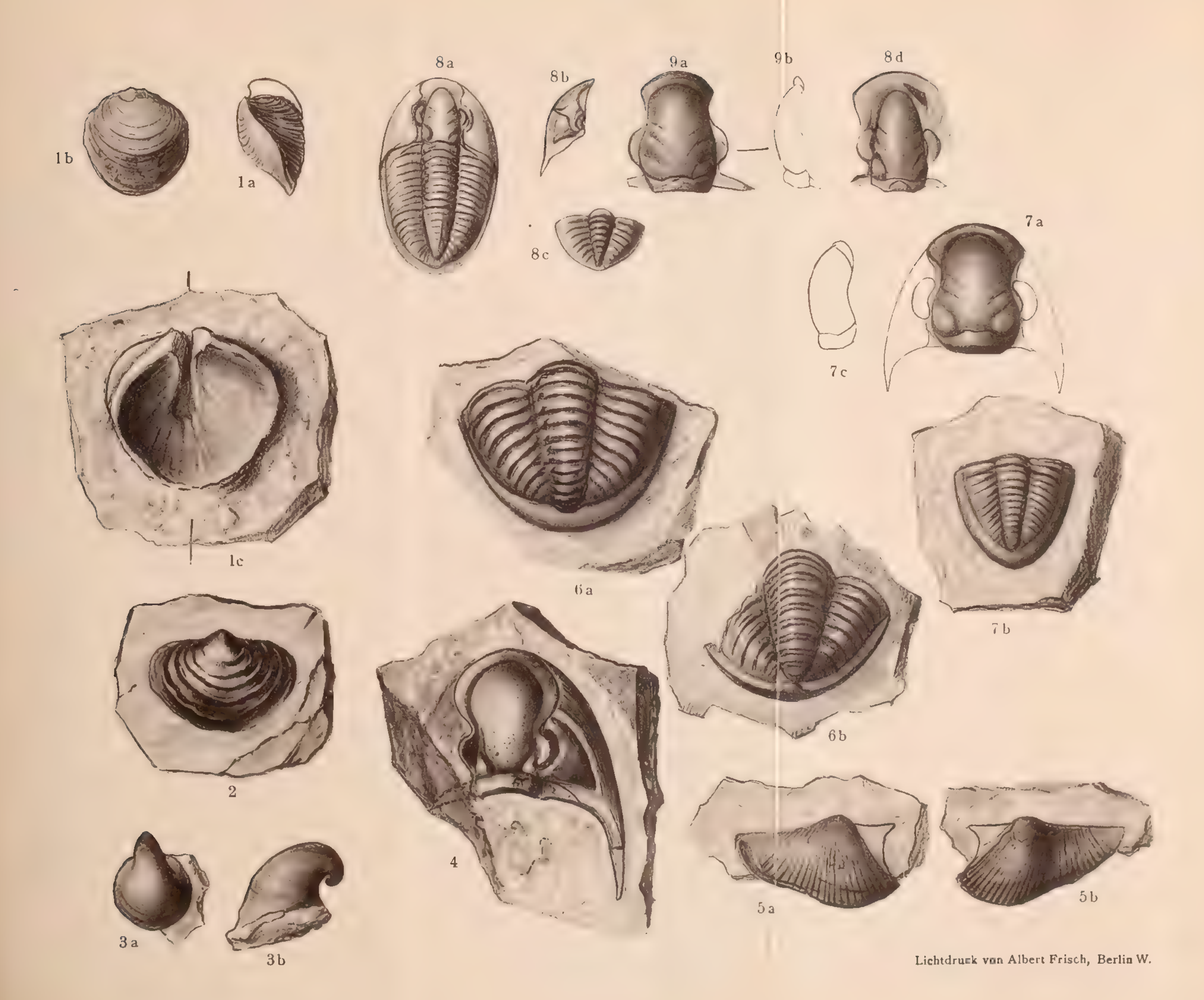
Fig. 7a—c. *Phillipsia Strabonis* n. sp. 2 : 1 . . . . S. 226.

Fig. 8a. *Phillipsia aequalis* H. v. M. Schiefriges Untercarbon. 2 : 1. Aprath bei Elberfeld . . . . S. 227.

Fig. 8b—d. Desgleichen. b 2 : 1; d 7 : 1. vom Weinberg bei Herborn. Det. v. KOENEN . . . . S. 227.

Fig. 9a, b. *Phillipsia* aff. *Strabonis* n. sp. Untercarbon (oberes). Altwasser i. Schl. Neu präpariertes Original von SCUPIN. Diese Zeitschr. **52**, 1900, S. 10, Textfig. 2. 2:1. S. 226 Mitte.

Sämtliche Stücke, bei denen nichts Besonderes angegeben ist, stammen aus dem tieferen Untercarbon, den sandigen Kalkschiefern der Tournaistufe, von der natürlichen Brücke (Yer köprü) der Großen Tschakitschlucht im südlichen Taurus, an der Bagdadbahn-Station Hatsch-kiri.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel IV.

Tieferes Untercarbon (Tournaistufe) des Tauros.

Fig. 1a—c. *Zaphrentis vermicularis* DE KON. a, b 2:1; c 3:1. S. 241.

Fig. 2a—f. *Zaphrentis cornu copiae.* MICHELIN. a 1:1. b, c, d, e 2:1; f 5:1 . . . . S. 241.

Fig. 3a—e. *Cyathophyllum excavatum* M. E. et H, Brauner Kalkschiefer. a, b, c, d 2:1; e 4:1 . . . . S. 242.

Fig. 4a, b. *Palaeacis cyclostoma* PHILL. sp. (Kleine Form) auf *Spirifer tornacensis* DE KON. a 1:1; b 4:1 . S. 243.

Fig. 5. *Athyris Royssii* L'EV. var. *glabristriata* PHILL. 1:1. S. 236.

Sämtliche Stücke, bei denen nichts Besonderes angegeben ist, stammen aus dem tieferen Untercarbon, den sandigen Kalkschiefern der Tournaistufe, von der natürlichen Brücke (Yer. köprü) der Großen Tschakitschlucht im südlichen Taurus, an der Bagdadbahn-Station Hatsch-kiri.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel V.

Tieferes Untercarbon (Tournaistufe) des Tauros.

Fig. 1a—g. *Spiriferina (Syringothyris) cuspidata* Sow. mut. nov. *curvata* FRECH. 1 : 1 . . . . S. 233.

Fig. 1c. Desgl. zusammen mit *Phillipsia gemmulifera* PHILL. und *Spirifer tornacensis* DE KON.

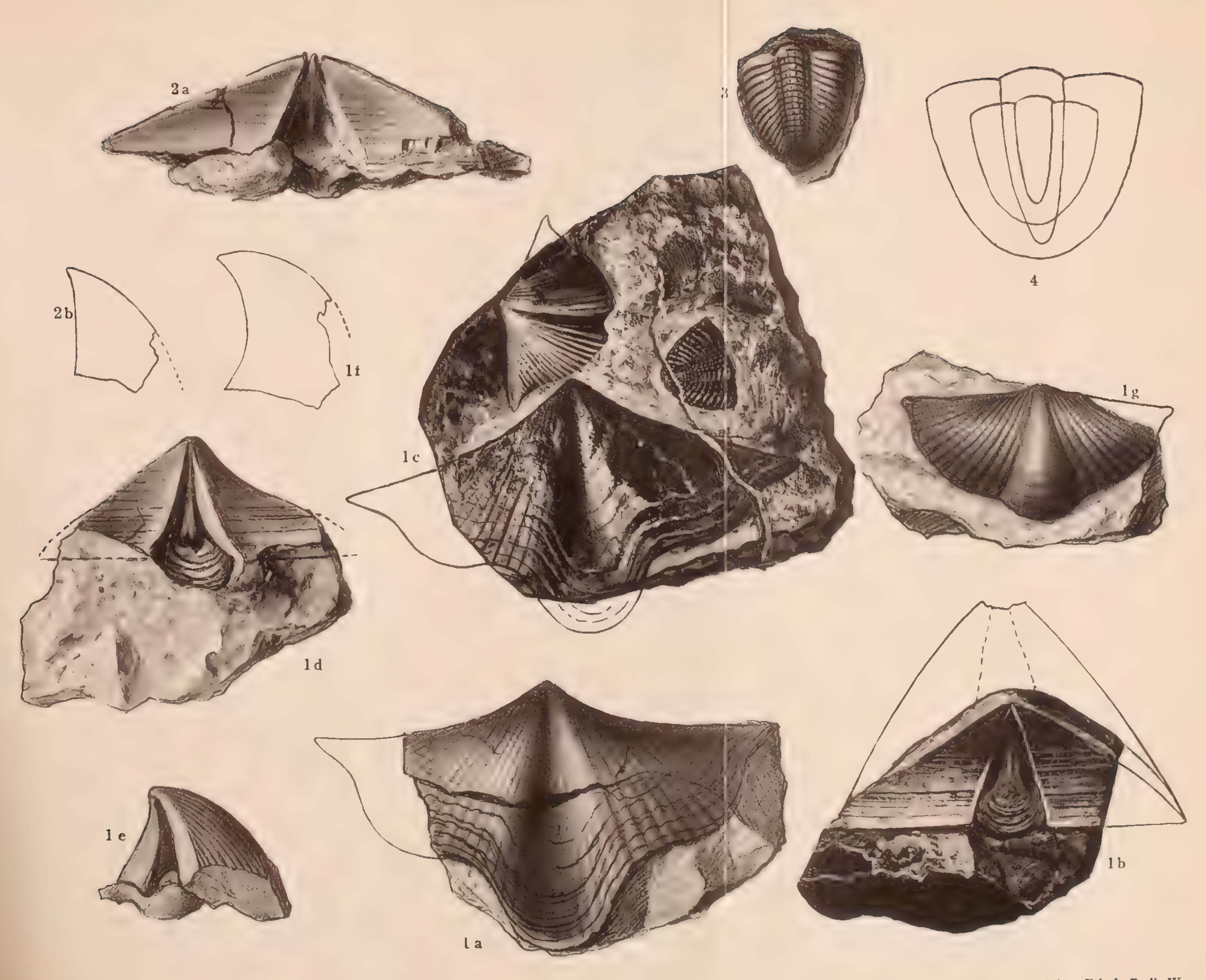
Fig. 1b. Arealansicht der Stielklappe der Mutation, darüber der Umriß von *Syringothyris cuspidata* Sow. Typus aus dem oberen Untercarbon von Irland.

Fig. 2a, b. *Spiriferina (Syringothyris) plena* HALL (eine Form des Keokuk limesteone). 1 : 1 . . . . S. 234.

Fig. 3. *Phillipsia truncatula* PHILL. Untercarbon. Neudorf bei Silberberg, Schlesien. 1 : 1 . . . . . . S. 228.

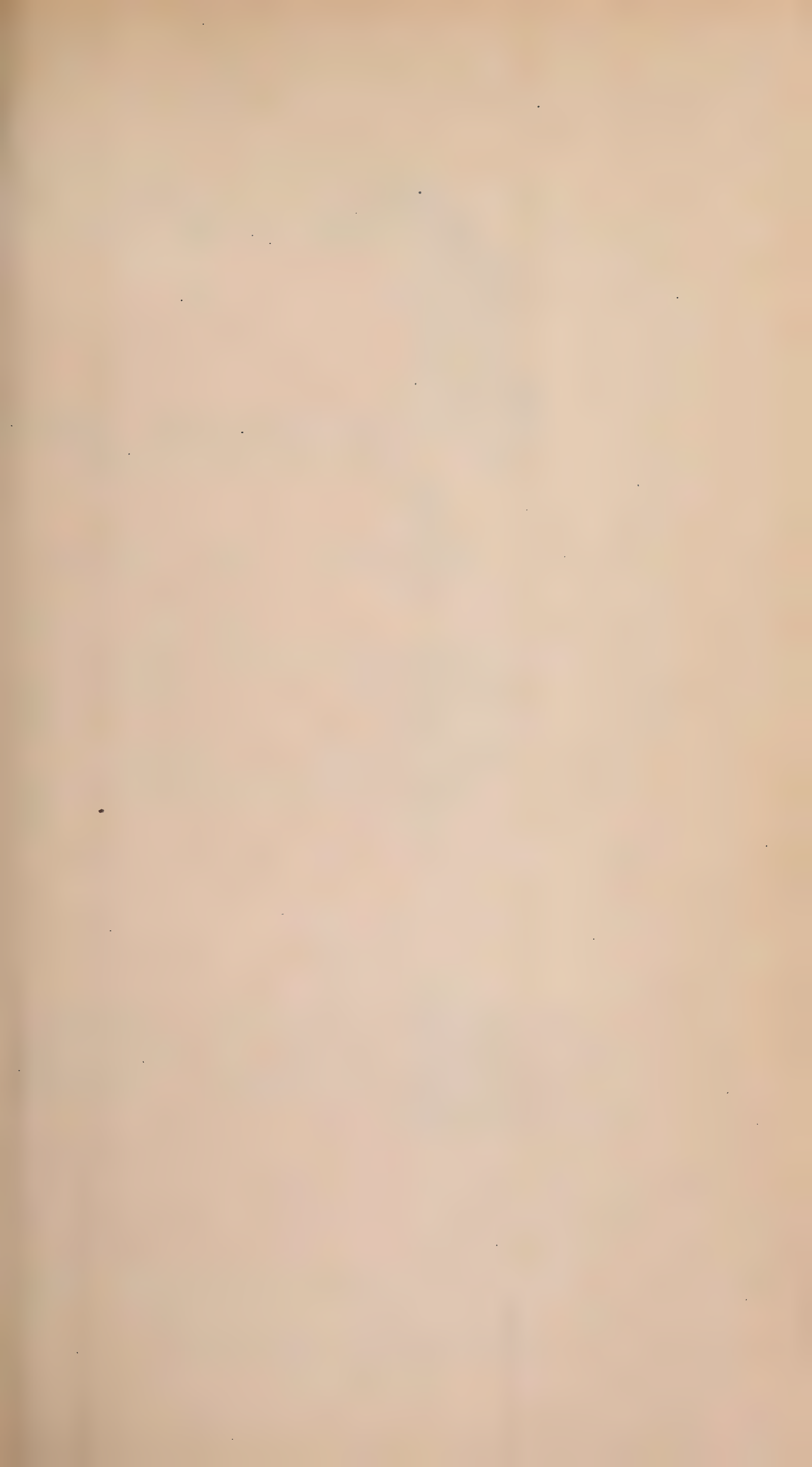
Fig. 4. *Phillipsia truncatula* PHILL. sp. Umriß (eines schlecht erhaltenen, sehr großen Exemplars) in natürlicher Größe. Der kleine Umriß ist der rekonstruierte Umriß von *Phillipsia truncatula* Fig. 3. Unterkarbon Neudorf bei Silberberg . . . . S. 228

Sämtliche Stücke, bei denen nichts Besonderes angegeben ist, stammen aus dem tieferen Untercarbon, den sandigen Kalkschiefern der Tournaistufe, von der natürlichen Brücke (Yer köprü) der Großen Tschakitschlucht im südlichen Taurus, an der Bagdadbahn-Station Hatsch-kiri, und sind in natürlicher Größe dargestellt.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel VI.

Tieferes Untercarbon (Tournaistufe) des Tauros.

Fig. 1 a—g. *Productus Burlingtonensis* Hall. Unt. Kohlenkalk a Burlington, Jowa. b—f Yerköprü; a—f 1:1; g 2:1 . . . . S. 239.

Fig. 2 a—b. *Productus scabriculus* Mart. sp.? 1:1 . . . S. 240.

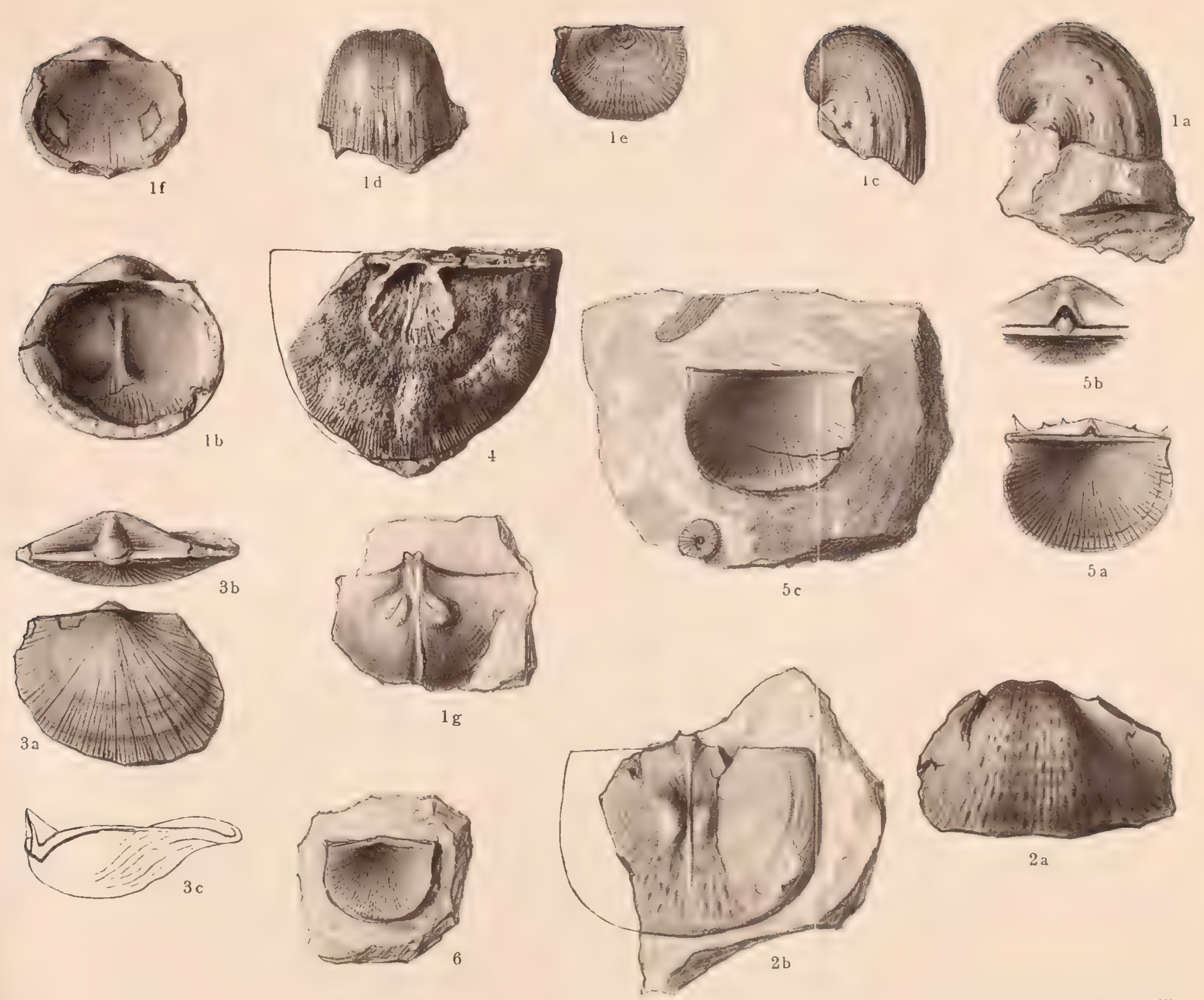
Fig. 3 a—c. *Orthothetes crenistria* Phill. var. *Kellii* M'Coy. 1:1. S. 237.

Fig. 4. *Orthothetes crenistria* Phill. 1:1 . . . . . . S. 237.

Fig. 5 a—c. *Chonetes ornatus* Chum. Konkave Klappe. a—c 2:1; b 4:1; a, b Missouri; c Yerköprü . . . . . . S. 238.

Fig. 6. *Chonetes Hardrensis* Phill. 2:1 . . . . . . S. 239.

Sämtliche Stücke, bei denen nichts Besonderes angegeben ist, stammen aus dem tieferen Untercarbon, den sandigen Kalkschiefern der Tournaistufe, von der natürlichen Brücke (Yer köprü) der Großen Tschakitschlucht im südlichen Taurus, an der Bagdadbahn-Station Hatsch-kiri.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel VII.

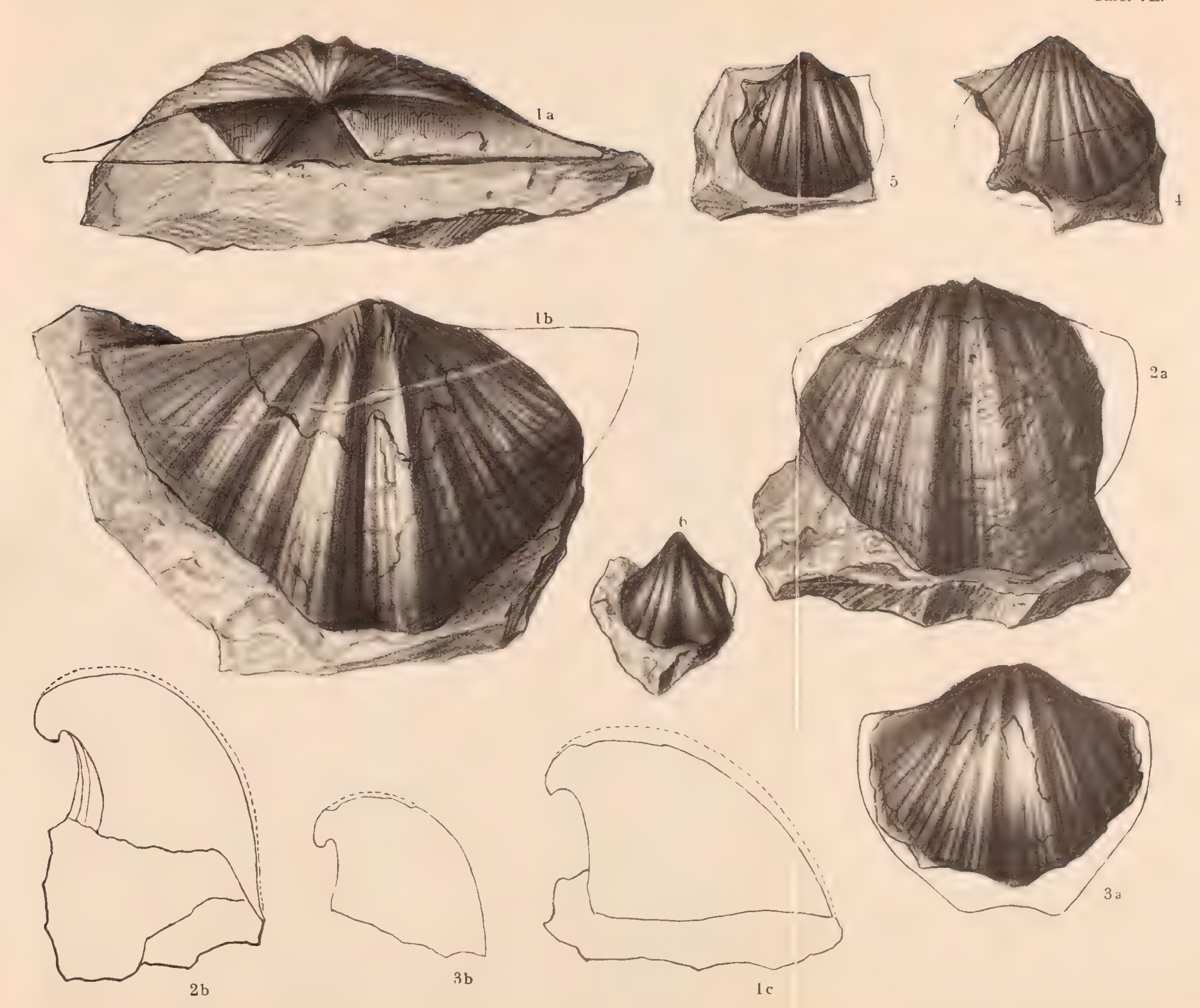
Spiriferen des Taurischen Kohlenkalkes.

Fig. 1—3. *Spirifer Gwinneri* n. sp. Ob. Untercarbon. 1:1. S. 249.

Fig. 4—5. *Spirifer subrotundatus* M'Coy (= *rotundatus* Sow.). Ob. Untercarbon. 1:1 . . . . S. 250.

Fig. 6. *Spirifer triradialis* var. *sexradialis* Phill. Ob. Untercarbon. 2:1 . . . . S. 253.

Alle Stücke stammen aus dem oberen Untercarbon (graublauer Kalk der Viséstufe). Station Karapunar (Belemedik) km 295 der Bagdadbahn. Hinter dem Bauführerhaus v. Herrn Keidel. Tauros.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel VIII.

Viséstufe des Taurischen Kohlenkalkes.

Fig. 1a, b. *Davisiella comoides*, Davidson. Kohlenkalk. Glasgow. a Innenansicht: d Zähne, M Medianseptum. b Querschnitt. Die dunkel angelegte Partie entspricht dem Lumen der konvexen Schale; letztere ist weiß S. 253.

Fig. 2a, b. *Spirifer pinguis* Sow. var. nov. *anglo-asiatica*. Ob. Untercarbon . . . . S. 251.

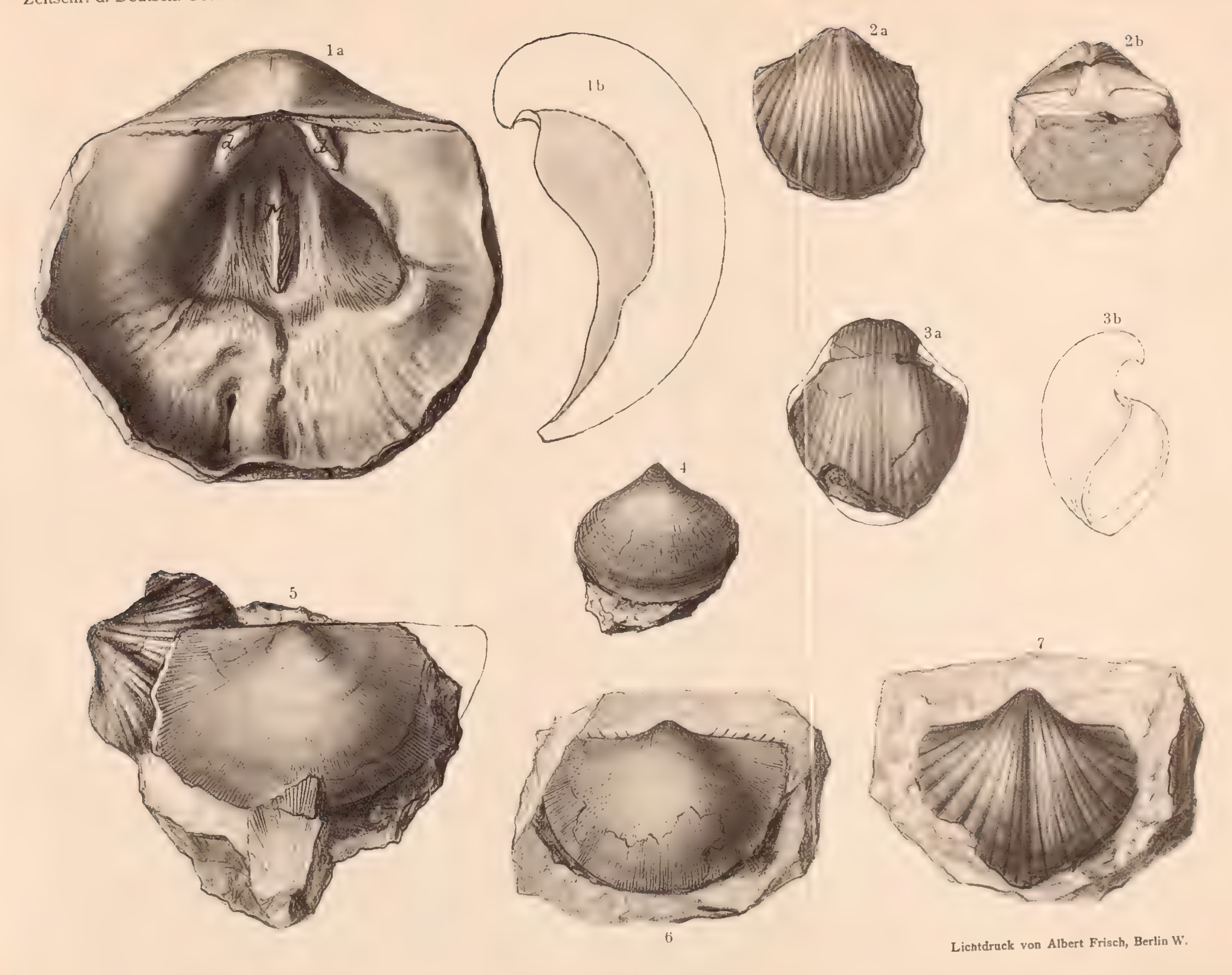
Fig. 3a, b. *Spirifer pinguis* Sow. var. nov. *anglo-asiatica*. Kohlenkalk. Settle, Yorkshire . . . . S. 251.

Fig. 4. *Athyris Royssii* L'Ev. Ob. Untercarbon . . . S. 253.

Fig. 5 u. 6. *Chonetes papilionaceus* Phill. Ob. Untercarbon S. 254.

Fig. 7. *Spirifer bisulcatus* Sow. . . . . S. 252.

Alle in natürlicher Größe ausgeführten Stücke mit Ausnahme von Fig. 1 und 3 stammen aus dem oberen Untercarbon (graublauer Kalk der Viséstufe) Station Karapunar (Belemedik) km 295 der Bagdadbahn. Hinter dem Bauführerhaus v. Herrn Keidel.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel IX.

Gastropoden des Taurischen Kohlenkalkes.

Fig. 1a—c. *Pleurotomaria sub laevis* DE KONINCK (= *Ptychomphalus sub laevis* DE KONINCK). Ob. Untercarbon. Karapunar. S. 247.

Fig. 2a, b. *Euomphalus pugilis* PHILL. Kohlenkalk. Visé (Belgien). S. 229.

Fig. 3a—c. a, b. *Loxonema sulciferum* DE KONINCK und c. *Parallelodon Lacordaireanus* DE KON. auf demselben Gesteinsstück. Ob. Untercarbon. Karapunar. . . . . . . S. 249.

Fig. 4a, b. *Bellerophon* sp. aff. *B. Ferussaci.* Ob. Untercarbon (Kohlenkalk). Oberhalb Ak köprü (ca. 1800 m hoch gefunden) . . . . S. 245, 247.

Fig. 5. *Euomphalus* (*Phymatifer*) *tuberculatus* DE KON. var. *taurica* FRECH. Unt. Untercarbon. Yerköprü. S. 229.

Fig. 6. *Euomphalus tuberculatus* DE KON. Unt. Kohlenkalk Tournai (Belgien) . . . . S. 229.

Fig. 7a, b. *Bellerophon Ferussaci* D'ORBIGNY. Visé (Belgien) Originalbestimmung DE KONINCK . . . . S. 247.

Fig. 8. *Bellerophon Ferussaci* D'ORB. Ob. Untercarbon, Karapunar (Belemedik). Der Umriß ist nach der KONINCKschen Originalabbildung gezeichnet . . . . . . S. 247.

Fig. 9. *Macrocheilos? maximum* DE KON. sp. (= *Murchisonia? maxima* DE KONINCK). Ob. Untercarbon (Kohlenkalk) Karapunar. Taurus . . . . S. 248.

Alle Stücke sind in natürlicher Größe gezeichnet.

1 a 1 b 1 c 4 a

2 b 7 b

2 a 3 a b 4 b

9

5 3 c 7 a 8

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





Erklärung zu Tafel X.

Fig. 1. *Inoceramus* (*Crippsi*) *balticus* Joh. Böhm var. *typica* Zitt. Oberes Senon. Kuschdjular (Sektionshäuser). Das ausgeführte (schraffierte) Exemplar ist nach einem Stück von Kuschdjular, der nicht schraffierte Umriß nach einem Exemplar von Haldem — beide Obersenon — gezeichnet . . . . S. 293.

Fig. 2. *Inoceramus* (*Crippsi*) *balticus* Joh. Böhm var. *decipiens* Zitt. Oberes Senon. Kuschdjular . . . . . S. 293.

Fig. 3 a—c. *Spondylus subserratus* Douvillé. Unt. Senon-Pläner. a Dorf Kuschdjular, b, c Eminli bei Kuschdjular (südl. Tauros) . . . . S. 302, 305.

Fig. 4. *Avicula* cf. *caudigera* Zitt.[1]) Unt. Senon-Pläner. Dorf Kuschdjular, Richtung nach Eminli (südl. Tauros). S. 306.

Fig. 5. *Avicula caudigera* Zittel. ? Untersenon. Glaukonit-Sandstein. Aachen . . . . S. 306.

Alle Stücke sind 1 : 1 gezeichnet und befinden sich im Museum zu Breslau.

[1]) *Avicula* cf. *caudigera* Zitt. Bivalven der Gosaugebilde t. 12, f. 1, 2. ? Holzapfel, Mollusken der Aachener Kreide t. 27, f. 19. Die durchaus abweichende Erhaltung der vorliegenden und der von Strobl-Weißenbach beschriebenen *Avicula* macht leider eine sichere Bestimmung unmöglich. Die alpinen Formen sind als Steinkerne erhalten. Immerhin macht die spitze Form des Vorderflügels und die senkrechte Abstutzung der Vorderseite, sowie der allgemeine Umriß die Beziehung auf die bekannte, auch bei Aachen vorkommende Art sehr wahrscheinlich. Ein Aachener, von Holzapfel mit ? bestimmtes Exemplar liegt zum Vergleich vor (Fig. 5) und unterscheidet sich von der alpinen und der vorderasiatischen Form durch den allmählichen Uebergang des Vorderflügels in den Hauptteil der Schale. Wenn also der Zittel-sche Name der mediterranen Form bleibt, so muß die Aachener *Avicula caudigera* Zitt. ? anders benannt werden.

1

2

5

3b

3c

4

3a

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



als „Knolls“ beschreibt und für Durchragungen älterer Lava hält. Nach PHILIPPSONS besser begründeter Ansicht sind es dagegen Hornitos, d. h. Durchbrechungen der erstarrenden Lavakruste von dem noch flüssigen Innern des Stromes her.

b) Der Vulkanismus der inneren Hochfläche.

Die innere anatolische Hochfläche bildet in der Entwicklung der Urgesteine, der auflagernden jungtertiären Sedimente und der gleichalten Eruptivgebilde die Fortsetzung des nordwestlichen Kleinasien. Die Grenze wird morphologisch durch das Verflachen und Verschwinden der großen ost-westlichen Grabenbrüche gebildet, ist aber in dem geologischen Untergrunde wenig deutlich erkennbar. Nur die mesozoischen — vorwiegend triadischen — Sedimente der ägäischen Halbinseln und Inseln sind der Hochfläche fremd.

Wenn man die Katakekaumene zu dem westlichem Anatolien und die lykaonischen Vulkane zum Systeme des Tauros rechnet, so wäre die eigentliche Hochfläche nur durch die jungtertiären Vulkandecken und Tuffe gekennzeichnet.

Vielfach sind Tafelland und Kettengebirge von vulkanischen Bildungen überwuchert. Jungtertiären Eruptivmassen begegnen wir schon am Bosporus, in den Dardanellen und an vielen Stellen längs der Westküste (Troas, Edremid, Balikesri, Bergama, Smyrna, Kula, Budrum). Von größerem Interesse erscheint jedoch der Zug jungtertiärer Ergüsse und Aufschüttungen, welcher am Marmarameer beginnt und dann über den Abullonia-See, Delidje, Tavshanly, Kutaiha, Afiun-Karahissar nach Konia zieht. Am Kara dagh, in der Krümmung des taurischen Bogens, beginnt der Zug rezenter — vielleicht in der ersten Anlage ein wenig älterer — Kegel, die über Karabunar und den Hassan dagh zum Argäos ziehen. Muzur dagh, Bingöl dagh (südl. Erserum) und Sipan dagh rechnet NAUMANN[1]) zu derselben Spaltenzone. Die Linie, welche sie zu verraten scheinen, schließt sich nordwärts dem armenischen Tauros an. Im Süden dieses Bogens behauptet der Karadja dagh (südwestlich Diarbekir) eine etwas isolierte, zentrale Stellung. Doch begleiten eruptive Massen auch weiterhin, wenigstens nach Osten zu, den Innenrand des armenischen Tauros.

Der bis 1500 m aufsteigende Bergzug nordwestlich von Konia, d. h. die unmittelbare Fortsetzung des Sultan dagh (des Paroreos des Altertums) scheint ausschließlich aus hellen oder rötlichen Trachyten und aus Trachyttuff zu bestehen. In dem

[1]) NAUMANN: a. a. O., S. 368—369.

ausgedehnten Schuttkegel, den der Winterfluß von Siles bis in die Nähe von Konia vorschiebt, wurden nur Eruptivgerölle, keine Sedimentgeschiebe beobachtet. Die soliden Trachyte, welche in ähnlichen phantastischen Formen wie bei Afiun-Karahissar verwittern, überdecken die weißen, horizontal geschichteten Trachyttuffe, in denen die eigentümlichen Höhlen von Siles ausgehöhlt worden sind. Unter dem Tuff lagert flacher, wohlgeschichteter, lockerer Sandstein, der von losen sandigen Lagen unterbrochen wird und jungtertiäres Alter besitzen dürfte. Die Trachytdecke dürfte — wie schon die vollkommene Zerklüftung der ganzen Oberfläche zeigt — mittel- oder jungtertiär sein. Ähnliche oft phantastisch verwitternde Eruptivgebilde begleiten die Bahnstrecke bis südlich Eskichehir. Bei Simav, 80 km SW von Kutaiha, gehört das Vorkommen der Feuer- Edel- und Milchopale den jungtertiären Lipariten an.

6. Die innere Hochfläche Anatoliens.

Abgesehen von der wenig bekannten, zentral gelegenen abflußlosen Salzsteppe bildet das alte Lykaonien den größten Teil der zentralen Erhebung Anatoliens. Auch die Hochfläche von Lykaonien ist abflußlos und kann geologisch mit Naumann als ein ausgedehntes Einbruchsgebiet gedeutet werden; sie stellt eine weite, in der jüngeren Neogenzeit mit Neubildungen bedeckte Lücke zwischen den Regionen der Faltengebirge dar. Der große Einbruch hat erst nach der älteren Tertiärperiode, aber noch vor der Pliocänzeit stattgefunden; denn die durch die ganze Senke verbreiteten und auch häufig am Rande derselben vorkommenden pliocänen Süßwasserkalke sowie die gleichalten Eruptivdecken und Tuffe sind horizontal gelagert.

Eines der merkwürdigsten, durch die Verwitterungsform jungtertiärer Eruptivgesteine geschaffenen Landschaftsbilder umschließt die Stadt Afiun-Karahissar (Opium-Schwarzburg), der Knotenpunkt der anatolischen und Smyrna-Eisenbahn:

Ein mächtiger, gleichsam, wie E. Naumann sagt, aus der Erde hervorgestoßener Trachytpfeiler erhebt sich 200 m hoch von der Bodenfläche; seinem Fuße lehnen sich malerisch die Häuser der Stadt an, oben befindet sich eine alte Burg. Das Gestein, im Bruche verschiedene Abstufungen von grau zeigend, besitzt an den der Verwitterung ausgesetzten, oberflächlichen Teilen eine dunklere, schwärzliche Färbung. Es erklärt sich daraus der Name Schwarzburg (Karahissar). Das Gestein, das den hohen Burgfelsen bildet, gehört, wie E. Naumann feststellte, einem mächtigen, mauerartig aus der angrenzenden jungtertiären

Ebene aufragenden Gange an, der sich nächst der Stadt noch durch zwei weitere massige Felskuppen[1]) bemerkbar macht, und ist ein andesitischer Trachyt vom äußeren Gepräge des Drachenfelsgesteines.

An die jungtertiären Tuffe, die leicht zu bearbeitenden und gleichzeitig widerstandsfähigen Begleitgesteine der Trachyt-Laven, ist in Anatolien das Vorkommen von natürlichen und künstlichen Höhlen (s. o.) geknüpft; noch auffälliger sind die in denselben Gesteinen auftretenden Erdpyramiden.

Der Boden des westlichen Kappadokien[2]) trägt eine ganze Welt fremdartiger und riesiger Steingestalten, welche die Phantasie herausfordern und dem Volke die fabelhaftesten Dinge einflüstern. Tiefschwarze Lavabänke wechseln mit blendendweißen, vulkanischen Tuffen und Bimssteinlagen. Am Grunde der Schluchten entfaltet sich neben kalten, blendenden Felswänden im Gegensatz zur Steppeneinöde der Hochflächen das üppigste Pflanzenwachstum. Mitten in dieser an merkwürdigen Kontrasten reichen Landschaft wachsen aus den Tälern jene seltsamen Felspyramiden, Steinkegel und Säulen hervor, die sich beim Mondschein ausnehmen wie lange Prozessionen riesiger Mönche. So wunderlich, so märchenhaft die Formen erscheinen mögen, welche das fließende Wasser im Laufe der Jahrhunderte und Jahrtausende aus dem weichen Gestein herausmodelliert hat, so erklärlich erscheint es, daß sie auch in späterer Zeit nicht von PAUL LUKAS allein für Werke der Menschenhand angesehen worden sind.

D a s M a a r v o n O b r u k l u. Einen sehr interessanten, einem Maar ähnlichen kleinen See beschreibt SARRE aus der Hochfläche nordöstlich von Konia. „Am nördlichen Ausgange des Dorfes Obruk[3]) steigt man über horizontale Kalkschichten zu einem kleinen kreisrunden See hinab, der von einer steilen, ungefähr 30 m hohen felsigen Böschung begrenzt wird. Der See hat ungefähr 200 m im Durchmesser. Das Wasser ist süß und trinkbar; jedoch soll es, wie die Bewohner versichern, zweimal im Jahr, in der Mitte des Juni und Dezember, in Bewegung geraten und durch emporsteigenden Schlamm trübe und ungenießbar werden. Jetzt, etwa 10 Tage nach dem letzten Auftreten dieses Phänomens, hatte sich der See wieder vollständig geklärt."

---

[1]) v. AMMON bei R. OBERHUMMER: Durch Syrien und Kleinasien. S. 344/45, 347.
[2]) NAUMANN: a. a. O. S. 224.
[3]) SARRE: Reise in Kleinasien. S. 74.

Die Bewegung des Wassers dürfte auf Gasexhalationen zurückzuführen sein, die ursprünglich explosionsartig auftraten und die kreisrunden Minentrichter des Sees in den jungen Kalkschichten (des Pliocän) gebildet haben.

Die lykaonischen Vulkankegel, die zu den malerischsten weithin sichtbaren Bergen der inneren Hochfläche gehören, sind geologisch noch wenig bekannt. Die vollständigste Zusammenstellung enthält das mit geologisch-petrographischen Beiträgen A. v. Ammons ausgestattete Reisewerk von R. Oberhummer.

Die beiden Hauptgipfel des Hassan dagh befinden sich an dessen westlicher Seite, bei Akserai. Der eine oben schief abgestutzte Kegelberg ist durch einen weiten Krater ausgezeichnet, in dem sich ein zweiter Eruptionskegel erhebt; kleinere Kegel liegen nachbarlich dabei. Das Gestein des Hassan dagh besteht aus Trachyt und Andesit[1]).

An den östlichen Ausläufern des Hassan dagh liegt, malerisch an die Wände eines Lavastromes gelehnt, die Stadt Nigdeh. Unterhalb der Stadt breiten sich Tuffmassen aus, die nach Südosten zu bald aufhören, um einer „granitischen Bildung", wie Tchihatcheff merkwürdigerweise angibt, Platz zu machen.

Olivinhaltiger Augitandesit von basaltischem Habitus kommt zwischen Nigdeh und Hassan-köi[2]) vor, ferner findet sich hier grauer Hypersthen-Augitandesit.

Die Eruptivgebilde nördlich von Nigdeh setzen bis zum Halys fort. In dem nordöstlichen Teil des Verbreitungsgebietes erhebt sich bei Kaisarié, dem alten Cäsarea, der mächtige Kegel des Argäos.

Über den gewaltigen Argäos (Erdjias), das weithin sichtbare Wahrzeichen des inneren Kleinasien, sind die Nachrichten Strabos beinah noch am vollständigsten. Der alte Geograph[3]) gedenkt des Argäos mit folgenden Worten: „Etwas weiterhin kommt man in ein viele Stadien großes, vom Feuer heimgesuchtes Feld, voll von Schlünden, aus denen Flammen hervorbrechen, so daß man die Lebensmittel weit herbeiholen muß. So ist das, was zweifelhaft erscheint, mit Gefahr verbunden; denn während fast ganz Kappadokien holzlos ist, ist der Argäos von Waldungen umgeben, so daß man das Holz in der Nähe hat; aber die Orte, welche an die Waldungen grenzen, enthalten

[1]) v. Ammon bei R. Oberhummer: Durch Syrien und Kleinasien. S. 331/32.

[2]) In R. Oberhummer und Zimmerer: Durch Syrien und Kleinasien. S. 330.

[3]) Vergl. Alb. Serbin: Bemerkungen Strabos über den Vulkanismus. Berlin Sayfferth, 1893. S. 32 f.

selbst auch an vielen Orten Feuer. Auch ist kaltes Wasser unter der Erde. Aber weder das Feuer, noch das Wasser befindet sich auf der Oberfläche, so daß sie größtenteils begrenzt ist, hie und da ist der Boden auch sumpfig und es brechen nachts Flammen aus ihm hervor. Diejenigen, welche dies wissen, holen das Holz mit Vorsicht, für die meisten aber ist es gefährlich, besonders für die Zugtiere, da sie oft in die verborgenen Feuerlöcher fallen."

Strabo bemerkt ferner, daß die Besteigung des Vulkanes sehr schwierig und nur sehr wenigen geglückt sei, nicht allein wegen seiner Steilheit und Unzugänglichkeit, sondern auch wegen der vielen Krateröffnungen voll glühender Lava, welche man an seinen Abhängen antrifft. Diejenigen, welche seinen Gipfel erklommen, hätten bei klarer Luft den Pontus und das Issische Meer sehen können. Die Abhänge des Vulkans waren von einer Menge Seitenkegel bedeckt, welche noch lange nach dem Erlöschen des Hauptkraters auf dem Gipfel in Tätigkeit blieben. Der Argäos war noch in der Kaiserzeit tätig. Hierher verlegt J. Partsch (und ihm folgend Zimmerer) den Typhöus-Mythus der Alten[1]).

Der Argäos ist der höchste vulkanische Gipfel des ganzen Mittelmeergebietes[2]), das einzige, welches in der Massenhaftigkeit und der Ausbreitung der Auswurfsstoffe dem Aetna vergleichbar ist. Über eine Grundfläche von 1100 qkm (nach Tchihatcheff), die schon in 1100—1200 m Meereshöhe liegt, erhebt sich der gewaltige Bergkegel zu einem verschneiten Gipfelkrater, aus dessen schartigem Rande einige wilde, scheinbar unersteigliche Feldzacken bis zur Höhe von rd. 4000 m (genauer 3850 m) emporstarren.

Während der Gipfel des Berges zu seiner Zeit anscheinend gefahrlos bestiegen werden konnte, lagen am Nordhang gegen Mazaka Kaisareia nicht nur unfruchtbare Aschenfelder, sondern Krateröffnungen voll glühender Lava. Daß im Altertum zeitweise auch der Gipfelkrater seine Tätigkeit wieder aufnahm, beweist die Flammengarbe, welche auf einigen Münzbildern von Cäsarea dem Scheitel des Berges entsteigt. In der Neuzeit galt er als völlig erloschen, bis er im März 1880 sich wieder zu rühren begann[2]).

Nach Nordosten ist dem Argäos der gegen 2000 m hohe, dreigipfelige Ali dagh vorgeschoben, an dessen nordwestlichem

[1]) Philologische Abhandlungen, Martin Hertz zum 70. Geburtstage, Berlin 1888. IX. Geologie und Mythologie in Kleinasien, S 105 ff. Vgl. auch Zimmerer: Durch Syrien und Kleinasien. S. 176/77.

[2]) R. Oberhummer und Zimmerer: Durch Syrien und Kleinasien. S. 178/79.

Fuß die Stadt Talas liegt. Tuffbildungen fehlen im Bereiche des Ali dagh; sein graues oder rötliches, trachytisch aussehendes Gestein führt Oligoklas und spärlich kleine schwarze Hornblendekristalle, dürfte also andesitisch sein[1]).

7. Die Gebirge Nordanatoliens.

Die Geologie der Faltengebirge des nördlichen Anatolien, deren erste Bearbeitung TCHIHATCHEFF versuchte, hat durch verschiedene seitdem unternommene Forschungsreisen große Fortschritte gemacht.

E. NAUMANN berührte im Jahre 1890, abgesehen von der Durchquerung der Sakaria-Schlucht, nur die Südgrenze des in Frage kommenden Gebietes. Die wichtigen, soeben veröffentlichten Untersuchungen von R. LEONHARD betreffen Paphlagonien und Galatien, hier besonders das Eruptivgebiet nördlich von Angora. Abgesehen hiervon liegen jedoch wertvolle Beobachtungen und zwar von TOULA und ARTHABER[2]) vor: Über die Trias von Nikomedia, sowie von POMPECKJ und MEISTER[3]) über den Lias von Kessik-tasch etc. Bei der Verschiedenartigkeit der Beobachtungen ist die kritische Bearbeitung der zerstreuten Nachrichten und die Zusammenstellung einer den Gang der geologischen Entwickelung im nordpontischen Gebirge darstellenden Übersicht ein entschiedenes Verdienst.

MEISTER hat außerdem noch die Kenntnis der geologischen Formationen in mehrfacher Beziehung erweitert. Zwischen Iris und Halys im Pontischen Ak dagh bei Mersiwan wurde zunächst zum erstenmal in Vorderasien ein Vorkommen der rein kontinentalen unteren Dyas nachgewiesen. Wie in Saarbrücken oder an der bömisch-schlesischen Grenze überlagert somit auch in Kleinasien das kontinentale Rotliegende die bei Heraklea rein limnisch ausgebildete obere Steinkohlonformation. Aus der Nähe dieses Vorkommens stammt unterer und mittlerer Lias, dessen Nachweis die Kenntnis der Verbreitung dieser Formation um 250 km nach Osten vorschiebt.

[1]) v. AMMON bei ZIMMERER: Durch Syrien und Kleinasien. S. 333.

[2]) G. v. ARTHABER: Die Trias von Bithynien (Anatolien). Beiträge z. Geol. u. Paläontologie Österreich-Ungarns etc. **27**, Wien **1914**, 85—206, 8 Taf., 19 Textfig. Nachstehende Übersicht nach dem Ref. von C. DIENER in N. J. **1915** I, 2.

[3]) ERNST MEISTER: Über den Lias in Nordanatolien nebst Bemerkungen über das gleichzeitig vorkommende Rotliegende und die Gosaukreide. Diss. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil.-Bd. XXXV. 1913, 499—548. Mit 2 Tafeln und 5 Textfiguren. (Hier auch die ältere Literatur.)

Endlich ist aus derselben Gegend die Entdeckung von Oberkreide in der nordalpinen Gosaufazies von großer Wichtigkeit, da sich aus ihr das Vorhandensein einer von tiefeingeschnittenen Buchten unterbrochenen Brandungsküste zur Turonzeit ergibt. Außerdem bildet dieses neue Vorkommen die Verbindung der alpinen Gosau mit den kürzlich am Araxes in Russisch-Transkaukasien entdeckten gleichartigen Schichten. Andrerseits bildet diese Gosau-Entwicklung immerhin nur eine Ausnahme gegenüber den vorherrschenden Radiolitenkalken und den noch weiter nordwestlich vorkommenden Senonschichten in Rügener Fazies.

Die ausführlichsten Ergänzungen über die Stratigraphie Nord-Anatoliens betreffen die Nachweise mariner Dyas im Westen des Landes, die früher als Oberkarbon galt, sowie die Entdeckung einer ziemlich vollständigen Schichtenfolge mariner Trias auf der bithynischen Halbinsel. Die Angaben über die marine Dyas von Balia-maden und Hadji Veli Oglu sind oben in der Schilderung des Gebirgbaus von Westkleinasien gegeben. Die Trias von Ismid überlagert diskordant das stark gefaltete bithynische Devon und den Verrucano.

Die ersten Nachrichten über ein Vorkommen von mariner Trias am Golf von Ismid stammen von Toula, der im Jahre 1896 eine reiche Muschelkalkfauna bei Diliskelessi entdeckte und im X. Bande der unten zitierten Zeitschrift beschrieb. Später erfolgte die Feststellung des Werfener Niveaus bei Gebseh und der ladinischen Stufe mit *Protrachyceras anatolicum* durch denselben Forscher. Im Jahre 1909 hat K. Endriss sehr umfangreiche Aufsammlungen an verschiedenen Stellen in Bithynien gemacht, an denen überall die marine Trias nicht in geschlossener Verbreitung, sondern in einzelnen beschränkten Aufschlüssen unter der jüngeren Decke der Kreide und der diluvialen Schotter hervortritt. Dieses Material, das sich zum größten Teile im Besitz der Königl. Naturaliensammlung in Stuttgart befindet und aus über tausend Exemplaren — weitaus überwiegend Ammoniten — besteht, wurde von G. v. Arthaber bearbeitet. Die vorliegende Monographie der bithynischen Trias gibt zunächst eine klare Übersicht über die Stratigraphie und die durch die Bearbeitung des Fossilmaterials ermittelten Faunen. Faunistisch vertreten sind folgende Triasstufen:

1. Werfener Schichten bei Gebseh (nach Toula diskordant auf Verrucano), in ihrer obigen kalkigen Abteilung mit einer bezeichnenden Bivalvenfauna.

2. Unterer Muschelkalk (anisische Stufe). Bei Diliskelessi Crinoidenkalke, darüber hornsteinreiche Mergelkalke mit der

Trinodosus-Fauna. Neben 16 mediterranen Ammonitenspezies finden sich 14, die auf den anatolischen Muschelkalk beschränkt sind. Dazu kommt noch ein verhältnismäßig starker Einschlag indischer Faunenelemente, der sich insbesondere in dem Auftreten mehrerer Arten der Untergattung *Hollandites* DIEN., des *Acrochordiceras Balarama* DIEN. und des Genus *Smithoceras* DIEN. zu erkennen gibt.

3. Oberer Muschelkalk (ladinische Stufe), dessen obere Grenze ARTHABER, abweichend von seiner in der Lethaea mesozoica vertretenen Anschauung, unter den Cassianer Schichten zieht. Graugrüne, harte Mergelkalke mit Hornsteinschnüren außer bei Diliskelessi auch bei Tepe-köi und Tscherkessli. Auf Buchensteiner Schichten weisen nur *Daonella indica*, *D. tripartita* und *D. Taramellii* in den tieferen Schichten des ladinischen Komplexes hin. Besser charakterisiert ist das Wengener Niveau durch *D. Lommeli* und 6 alpine Ammonitenspezies (darunter *Protrachyceras Archelaus* LBE.), neben denen nur zwei spezifisch anatolische Arten sich finden.

4. Obertrias (karnische Stufe). Die Fazies der Mergelkalke und Hornsteinkalke reicht bis in die karnische Stufe hinauf. Das *Aonoides*-Niveau ist wesentlich besser charakterisiert als jenes von St. Cassian, für das, strenge genommen, nur ein Ammonit (*Protrachyceras acuto-costatum* KLIPST.) geltend gemacht werden kann. In der *Aonoides*-Fauna treten zu 9 bereits bekannten Arten noch 5 neue hinzu, darunter möglicherweise auch das einzige neue Cephalopodengenus der anatolischen Trias *Ismidites*.

Weder die *Subbullatus*-Fauna des Oberkarnikums noch die juvavische (norische) Stufe sind bisher in Bithynien nachgewiesen worden.

Bedeutungsvoll für die Auffassung des taurischen Gebirgssystems und seine Stellung in den Faltenzonen der alten Welt ist eine Vergleichung mit den Gebirgszügen im Norden der anatolischen Masse.

Es besteht zunächst ein Unterschied zwischen den pontischen Gebirgen östlich und westlich des Halys (Kisil Irmak). Westlich herrscht überall auch im Innern Bruchbildung, welche sich z. B. in den von dem Ägäischen Meer ausgehenden Grabentälern ausprägt; im Osten ist nur der große Randbruch deutlich sichtbar, das Innere von mitteltertiären Eruptivmassen bedeckt; doch entsprechen die O—W-Täler vielfach den Längsbrüchen.

In dem sogenannten ostpontischen Bogen, der tatsächlich eine Bruchscholle darstellt, sind im Gegensatz zu den Grabentälern nur reine Erosionstäler vorhanden; sie stehen genau senkrecht auf der regelmäßig verlaufenden Bruchküste und täu-

schen durch ihre besonders zwischen Trapezunt und Ordu ausgeprägte Parallelität das Vorhandensein einer Faltungskette vor, von welcher der Gebirgsbau keine Spur aufweist. Im Osten des Halys führen ferner die oft über 1000 m mächtigen, tertiären Vulkandecken Erzgänge, besonders zwischen Sinope und Trapezunt sowie auch östlich der türkischen Grenze. Westlich des Halys sind die Eruptivdecken weniger ausgedehnt[1]) und, wie es scheint, erzfrei oder wenigstens erzarm. Im Gegensatz zum Tauros sind der Gebirgsbau und die geologische Entwickelung im pontischen Gebirge mehr dem der Karpathen verwandt. Die gewaltige Schichtenlücke des Tauros wird hier durch das Oberkarbon von Heraklea, die Trias von Ismid, Jura von Angora und Mersiwan und die Unterkreide der Küste ausgefüllt.

An die Karpathen erinnern auch die Kerngebirge. insbesondere der aus kristallinem Schiefer und Granit bestehende Olymp von Brussa. Die jüngeren Formationen der westpontischen Gebirge bestehen aus Oberkreide (u. a. mit Gosauentwicklung bei Amassia) und aus Flysch; darüber lagert Nummulitenkalk, der das letzte Formationsglied darstellt, das am Ende des Eocäns oder in dem einer Lücke entsprechenden Oligocän aufgefaltet wurde. Das westpontische Gebirge lehnt sich im Norden an die aus Urgebirge bestehende rumelische Scholle derart an, daß das Devon des Bosporus den Übergang zwischen Sedimenten und Urgestein darstellt. Der südlichste Ausläufer der rumelischen Masse ist ein weißer, kleinkörniger Granit, der bei Kütschük Tschekmedjé westlich von Konstantinopel gebrochen wird.

Im östlichen Teile der westpontischen Gebirge, und zwar an der Küste des Schwarzen Meeres zwischen Heraklea und Amasry, wird die paläozoische Schichtenfolge noch durch eine ziemlich vollständige Entwicklung des Karbons ergänzt, die durchweg deutlich gefaltet ist. Über Kohlenkalk mit Versteinerungen der Visé-Stufe folgen die kontinentalen, flözreichen sudetischen und Saarbrückner Schichten der produktiven Steinkohlenformation in einer an Waldenburg und Saarbrücken erinnernden Entwicklung; bei Amasia wurde auch eine Andeutung des kontinentalen Rotliegenden gefunden.

Nur an der Küste selbst ist — z. B. bei Songuldak — marine Unterkreide zwischen Staffelbrüchen erhalten. Weiterhin folgt die junge Hauptverwerfung der pontischen Küste.

---

[1]) Nur nördlich Angora liegt ein großes mitteltertiäres Eruptivzentrum.

Der Olymp und die mysisch-nordphrygischen Gebirge.

Der mysische Olymp[1]) (Keschisch dagh, d. h. Mönchsberg) bildet geographisch einen von OSO nach WNW streichenden Gebirgswall von 40 km Länge und 10—18 km Breite, der bis 2550 m ansteigt. Er fällt nach N und S steil, augenscheinlich an Verwerfungen, ab, einerseits zu der Ebene von Brussa und dem Hügelland, das diese von der Ebene von Inegöl trennt, andererseits zu der 500—1100 m hohen Jungtertiärscholle des oberen Ülfer-tschai.

Innerhalb des Olympgebirges ist das eigentliche Hochgebirge im Osten zu unterscheiden von dem westlichen (nur bis 1400 m ansteigenden) Teil, dem Vorgebirge Philippsons, das westlich Brussa mit einer scharfen Ecke in die Ebene vorspringt.

Der Kern des eigentlichen Olymp besteht aus Granit und Gneisgranit, welch letzterer von dem Granit wohl nicht zu trennen ist. Doch kommen inmitten dieser Masse auch schieferige Gneise (bei Kyrk-Bunar) vor. Die länglich nach WNW gestreckte Granitmasse scheint an ihrem Rande allseitig von schieferigen Gneisen umhüllt zu werden, denen hier und da Hornblendeschiefer und kleinere Marmorzüge eingelagert sind; dann folgen weiter auswärts Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Phyllite und mit diesen Schiefern wechselnd Marmore. Die Schiefer und zugehörigen Marmore streichen zwischen NW und WNW. Am Nordabhang bei Brussa streichen sie WNW und fallen parallel dem Abhang ein. Pegmatitgänge (nach v. Fritsch auch Diorite) durchschwärmen die Schiefer wie die Granitmasse selbst. Es ist nicht sicher, ob die kristalline Schieferhülle archaisch sei oder kontaktmetamorphisch durch die Einwirkung des Granits aus späteren Sedimenten entstanden ist.

Wohl zu trennen von dieser kristallinischen Schiefer- und Marmorhülle der Granitmasse ist die einheitliche, große, geschichtete Marmor- oder Kalkmasse, welche den größten Teil des Hauptkammes bildet. Sie ist halbkristallin, also wohl sicher postarchaisch, und aus gewöhnlichem Kalk metamorphosiert. Die Gneise, kristallinen Schiefer und zugehörigen Marmore reichen noch über das Gök-Dere nach Westen in das

[1]) A. Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. III. Heft: Das östliche Mysien und die benachbarten Teile von Phrygien und Bithynien. (Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 177, 1913.) Neues Jahrb. für Min. usw., I. Bd., 1914, S. 472—479.

„Vorgebirge“ hinein; hier schließen sich Phyllite und noch weiter westlich Grauwacken und Tonschiefer an.

Das Jungtertiär am oberen Ülfer-Tschai ist zum großen Teile aus grobem Schutt des Südhanges des Olymp und der anderen umgebenden Gebirge zusammengesetzt. Riesige Blöcke treten darin auf. Die Schichten fallen meist flach vom Olymp ab. Bei Tschekirdje (westlich Brussa) sind jungtertiäre Süßwasserkalke und vielleicht auch marines Tertiär vorhanden; jedoch sind die Lagerungsverhältnisse nicht aufgeklärt.

Daß der Olymp im Norden, Süden und Osten von Verwerfungen umgrenzt ist, unterliegt nach PHILIPPSON keinem Zweifel. Diese Verwerfungen bilden den Kanal für die heißen Quellen von Brussa und die Ausgangszone zerstörender Erdbeben. Die hohe Lage des Olymp über seiner Umgebung wird nur auf eine junge Hebung an diesen Bruchlinien zurückgeführt.

Diese glazialen Formen des mysischen Olymp sind außerordentlich klar und sehr interessant, für die Gestaltung des Berges aber nur von untergeordneter Bedeutung. Es waren nur kleine Gletscher von höchstens 2—3 km Länge, die hier bestanden haben und nicht unter 1900 m Höhe hinabreichten. Die quartäre Schneegrenze lag nach PHILIPPSON bei etwa 2200 m.

Das Massiv des Tschatal dagh, das sich zwischen Sindjàn-su und Makestos ausdehnt, ist der westliche Parallelzug des Olymp; es besteht im Westen aus einem Granitstock, im Süden und besonders breit im Osten aus schieferigem Gneis, hier und da mit Marmoreinlagerungen. Südlich schließt sich an das Grauwacken-Kalkgebirge das Serpentingebiet an, das von der Gegend von Beydje bis gegen Kestelek vom Rhyndakos durchschnitten wird.

Die Senke des oberen Simav-Tschai (= Makestos, im SO von Mysien, an der lydischen Grenze) ist verwickelter Entstehung. Soweit man urteilen kann, entstand nach PHILIPPSON zuerst ein Erosionstal in der Richtung der Senke und folgte einer Bruchlinie, welche das alte Gebirge des Temnos (Demirdji und Simav dagh) nordwärts gegen das Jungtertiär des Ulus- und Ak dagh abschloß. Nachdem dieses Tal eine reife, trogartige Form angenommen hatte, brachen die tektonischen Einbruchsbecken von Simav, Jeniköi und Sindirgi im Sinne jener älteren Verwerfungslinie in den Boden des Troges ein, während dazwischen Stücke des Troges stehen geblieben sind.

Das vortertiäre Faltengebirge gehört im östlichen Temnos und der Umgebung des Simavsees schon der kristallinen lydisch-karischen Masse an und besteht aus Gneisen, Glimmer-

schiefern und Marmoren, mit einem Schichtstreichen zwischen WSW und SW.

Der südöstlichste Abschnitt des mysischen Berglandes ist gekennzeichnet durch den Granitzug des Egrigös dagh. Mit etwa 37 km Länge und 3—10 km Breite zieht er von Norden nach Süden, leicht halbmondförmig gekrümmt, mit der Öffnung des Bogens nach Osten. Er ist umgeben von einem schmalen Rand von Gneisen, Glimmer- und Chloritschiefern, in welche kleinere Marmorzüge eingeschaltet sind; darum liegt ein breiterer Marmorrand, der im NO bei Egrigös und im SW nördlich von Nascha ansteht. Die Schichten dieser Hülle streichen ungefähr der Umgrenzung des Granitzuges parallel.

Die Grenze der 30 km breiten Serpentinzone gegen die kristallinen Schiefer und Kalke, welche den Egrigös-Granit umhüllen, wird bei Tschobanlar durch einen blauen, konglomeratischen Kalkstein gebildet, welcher jenen älteren Gesteinen aufliegt, selbst aber mit alten Tonschiefern wechsellagert, also wohl paläozoisch ist.

Die Gebirge über der Hochfläche im Süden von Kutahia zerfallen in zwei Typen. Die westlichen sind noch nach der Ausbildung der Abtragungsfläche beträchtlich gehoben worden und haben Teile dieser Fläche mit sich in die Höhe getragen, auch Tertiärschollen mit hinaufgezogen; die östlichen scheinen dagegen niemals eingeebnet worden zu sein, sondern als „Monadnocks“ über der Hochfläche emporgeragt zu haben und seitdem gegenüber der Hochfläche unbewegt geblieben zu sein. Daher besitzen diese letzteren Gebirge alte, reife Formen; es sind sanfte Rücken und Kuppen, aber ohne Rumpfebenen. Dagegen sind die westlichen gehobene Rumpfschollen, die erst von den Flanken aus von jungen Tälern angeschnitten werden.

Das Jungtertiär lagert im Pursaktal nördlich von Kutahia an der Grenze dem alten Schiefergebirge auf, und seine Schichten steigen gegen dasselbe in die Höhe. Bald bilden die Schiefer eine Antikline und fallen dann NO; darüber lagert dunkler Halbmarmor mit weißen Adern und Zwischenlagen von Schiefern; er steigt allmählich zur Talsohle hinab und sinkt hier unter Serpentin. Über dem Serpentin folgt nun wieder Jungtertiär, welches, in flache Falten gelegt, noch zweimal den Serpentin unter sich hervortreten läßt. Aber über alle diese Gesteine und ihre Faltungen geht die Hochfläche von 1100 bis 1200 m Meereshöhe ungestört hinweg. Hier ist es ganz deutlich, daß sie eine Abtragungsfläche ist, jünger als die dortigen Tertiärablagerungen und ihre Störungen.

Paphlagonien und Galatien.

Der Aufbau des nordanatolischen Gebirges wird, wie E. NAUMANN[1]) in den Ketten zwischen dem Golf von Ismid, dem See von Nikaea und Sinope nachwies, durch Faltung beherrscht. Diese Faltung der nordanatolischen Gebirge gehört, wie die Teilnahme von Eocän- und Flyschbildungen an allen Dislokationen und die durchaus ungestörten Lagerungsverhältnisse des Pliocän beweisen, dem Oligocän (nach E. NAUMANN dem Miocän) an.

Zwischen den Gebirgs-Bögen des nordwestlichen Kleinasien dem flachen nördlichen und dem stark vorspringenden südlichen, liegt ein großer Eruptionsherd. Nun streicht von den Tschorokquellen her eine anfangs dicht geschlossene, bald aber sich auflösende Zone von Falten gegen den großen Salzsee (Tus Tschöllü) und die Lykaonische Senke.

Das von dem Bogen des Halys[2]) umflossene Faltenland erstreckt sich mit seinen von Nordost nach Südwest streichenden Zügen bis zum großen Salzsee. Hier hat ein großartiger Abbruch die Fortsetzung der Faltenzüge in die Tiefe versenkt. Die Gebirgszüge des Kartal dagh und des Saribulak dagh im Südwesten des Halys, welche übrigens ein zur Hauptrichtung der Bodenschwellen senkrecht stehendes Streichen besitzen, bestehen aus Granit und verwandten Felsarten. Die Umgebung von Köprü-köi, einer historisch bekannten Stelle — Krösus ist hier mit seiner Heeresmacht über den Fluß gesetzt — ist granitisch. Auch die benachbarten Gebirgszüge, der Berek dagh mit seinen an Vulkane erinnernden Kegelbergen und der südlich davon gelegene Tschelebi dagh bestehen aus dem gleichen Granit.

Paphlagonien, Galatien und einen Teil von Bithynien, d. h. die heutigen Vilajets Kastamuni und Angora, hat der Geograph R. LEONHARD[3]) auf dreimaligen Reisen eingehend und

[1]) Vom Goldenen Horn zum Euphrat. S. 373-374.

[2]) R. OBERHUMMER und ZIMMERER: Durch Syrien und Kleinasien. S. 340/41.

[3]) RICHARD LEONHARD: Paphlagonia. Reisen und Forschungen im nördlichen Kleinasien. Mit 37 Tafeln und 119 Bildern im Text. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), Berlin 1915. 401 S. Eine schöne Karte 1:400 000 liegt 1. in topographischer und 2. in geologischer Ausführung dem Werke bei, und RICHARD KIEPERT, der Verfasser der großen Karte von Kleinasien, hebt in einer Beilage ausdrücklich hervor, daß die Darstellung der in Frage stehenden Gebiete so gut wie ausschließlich auf den sorgfältigen Aufnahmen LEONHARDS beruhe. Das Buch nimmt durch die Sorgsamkeit der Aufnahmen sowie durch die Gründlichkeit und kritische Verwertung der zerstreuten und wider-

sorgfältig erforscht und aufgenommen. Für den Geologen ist die von einer Tafel illustrierte sorgfältige Bearbeitung der Oxford-Kelloway-Ammoniten (*Perisphinctes mazuricus* Buk., *Perisphinctes bithynicus* nov. spec., *Perisphinctes Rhodanicus* Dum. var. *anatolica*, *Peltoceras annulare* Quenst. *Aptychus* spec.) sowie die Aufstellung der folgenden stratigraphischen Übersicht von Bedeutung:

Übersicht der geologischen Entwickelung **Paphlagoniens** seit der mesozoischen Zeit.

Formation:		Sedimentbildung		Tektonische Vorgänge
Quartär		Terrassenschotter des Ova-tshai u. a. m.		Erdbeben bis zur Gegenwart
Neogen	Pliocän	Lakustre, meist weiße poröse Kalke, Sandstein.		Lokale Störungen
		Bunte gipsführende Mergel mit kieseligen Ausscheidungen.		Starke Dislokationen.
	Miocän	Kieseliger Schiefer, schwarzer Kalk, Mergel, Konglomerat bzw. Sandstein.		Galatischer Andesitausbruch
Paläogen		Pelagische Fazies: Schiefriger Kalk und weiße Kalke und Nummuliten.	Flyschfazies: Tonschiefer, Kalkschiefer, Kieselschiefer, Quarzit, splittriger Kalk, Konglomerat.	Letzte größere Faltung im paphlagonischen Bogen.
Obere Kreide		Heller Kalk, Mergel, Grauwackensandstein und Konglomerat wechsellagernd.	Tonschiefer, Schieferton, Mergelschiefer.	
Untere Kreide		Requienienkalk?		
Oberer Jura (Oxford)		Fester weißer oder bräunlicher Kalk und Kalkmergel.		
(Lias bei Angora) (Trias bei Ismid s. u.)				
Karbon bei Heraklea				

sprucbsvollen Literatur, endlich durch die durchweg anregende und ansprechende Darstellung einen **ganz hervorragenden Platz** in der stark anschwellenden Literatur über Asien ein.

Über Gebirgsbau und Morphologie Paphlagoniens und Galatiens seien die folgenden zusammenfassenden Beobachtungen wiedergegeben:

Der paphlagonische Bogen wird zwischen Sinope und dem unteren Halys durch die Küstenbrüche abgeschnitten. Östlich und nördlich von ihm existiert nur Schollenland. Gegen Norden wird der Schieferzug von tiefen Grabenbrüchen begrenzt, unter welchen seine Fortsetzung vielleicht verdeckt ist. Weiter westlich fand Leonhard die Grenze des gefalteten und nicht gefalteten Landes 3 km nördlich von Samil, wo die gefalteten Schiefer und Kalke, die Leonhard ebenso wie diejenigen des Bayndyr dagh vorläufig dem Eocän zurechnet, im Tale des Viranschehr-su von horizontalem Nummulitenkalk überlagert werden. Der ostbithynische Bogen kann sich nicht weit gegen S fortsetzen. Seine Züge treffen schon am Kara-su bei Biledjik, dem Gebirge von Sögud und dem westlichen Boz dagh auf Züge, welche nach Angaben von Tchihatcheff NW—SO streichen. Die Scharungszone müßte also schon nahe dem Laufe des Sakaria liegen.

Die Dislokationen stehen im Zusammenhange mit der Herausbildung des Festlandes; eine ungleichmäßige Hebung erhob den Meeresboden des mittleren Eocän allmählich weit über das immer weiter eingeschränkte Meer, dessen Reste der östliche Pontus und der Kaspisee sind. Der Verlauf der Erosionstäler zeigt schon eine auffallende Parallelität untereinander und steht senkrecht auf dem Verlauf der Küstenlinie des Pontus, welche durchweg auf jungen Randbrüchen beruht. Der Abfall zum Meeresbecken von der Küste erfolgt recht steil und unvermittelt zu großen Tiefen. Denn es liegt die Tiefenlinie von 200 m auf der gesamten Küstenstrecke 1,5 bis 2 km vom Lande entfernt. Die gefaltete Karbonscholle längs der Küste zwischen Eregli und Bartin ist in einer Art Grabenversenkung zwischen Längsbrüchen erhalten.

Auch im Innern verlaufen die Verwerfungen annähernd der Hauptverwerfungslinie der Küste parallel. Die Schollen sind zum Teil stark gestört, ihr Einfallen sehr verschieden, aber überwiegend gegen das Innere geneigt, und zwar immer stärker geneigt, je mehr man sich der Küste nähert. Auf diese im wesentlichen der Küstenlinie parallelen Dislokationen ist die streifenartige Verbreitung der Kreide und des Eocäns zurückzuführen; das Eocän erhielt sich in den tieferen Senken, während es in der Küstenzone und auf den höheren Schieferkämmen wieder abgetragen wurde.

Die Küstenscholle fällt gegen Norden ein bei einem fast O—W verlaufenden Streichen. Nach dem Innern zu nähern

sich die Streichrichtungen mehr und mehr der allgemeinen Südwest—Nordost-Richtung. Dem Umbiegen der Küste bei Kap Kerembe entsprechend wiegt westlich die nordnordöstliche Richtung, weiter gegen Osten die Ost-West-Richtung vor.

Das Ausmaß der Hebung und die Aufrichtung der einzelnen Schollen ist sehr ungleichmäßig, vielfach lagern sie ganz horizontal. Sowohl nördlich wie südlich von Zafaranboli erreicht der Nummulitenkalk etwa 1000 m Höhe, während er in dem einem Senkungsfelde ensprechenden Becken dieser Stadt wenig über 300 m hoch liegt. Ebenso ist die ganze Zone bei Aratsh und vielleicht etwas abwärts am Aratshflusse grabenförmig eingesenkt, so daß sich hier der Nummulitenkalk in der tieferen Lage erhalten hat, und zwar in völlig horizontaler Stellung.

Auch der Verlauf der heutigen höheren Gebirge ist vorwiegend an das Netz der Dislokationen geknüpft, längs deren die alten Schollen am höchsten gehoben wurden, so daß die Decke jüngerer Gesteine meist gänzlich von den Atmosphärilien abgetragen werden konnte. Nur selten sind Reste jüngerer Bildungen auf den hohen Rücken erhalten, wie ein Teil des bis zu 1000 m reichenden miocänen Gipsmergels auf dem Gülek dagh.

Die starke Durchsetzung des ganzen Landes durch Verwerfungen aller Art macht sich in den zahlreichen, scharf umrandeten Senkungsfeldern geltend, die zum Teil älter sein müssen als die andesitischen Ergüsse die in ihnen auftreten, und die ihrerseits wahrscheinlich älter sind als die spätere Miocänzeit. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Zerstückelung und die damit verbundene Hebung des Landes in der Zeit der letzten oligocänen Gebirgsbildung begann und sich hauptsächlich in der miocänen Festlandsperiode vollzog. Die starke Eruptivtätigkeit der Miocänzeit hat bereits die Bildung tiefer Bruchlinien zur Voraussetzung. Ferner sind die wohl ursprünglich sehr ausgedehnten Lagunenbildungen des Miocäns größtenteils wieder abgetragen worden, während die pliocänen Süßwasserbildungen im niedrigen Niveau eine sehr ausgedehnte und fest zusammenhängende Ausdehnung besitzen und zeigen, daß das Relief des Landes in der Pliocänzeit bereits im wesentlichen dem heutigen entsprach, abgesehen von der allgemeinen Hebung des Landes seit dieser Zeit.

Daß die Bewegung der einzelnen Schollen gegeneinander auch in der Gegenwart noch nicht zu Ruhe gelangt ist, zeigen die häufigen und oft sehr starken, zerstörend wirkenden Erdbeben, die in den meisten Teilen des Landes auftreten und ihre Epizentra in gewissen Linien haben. Diese entsprechen Tal-

zügen, welche einer meist nordsüdlich streichenden Bruchlinie folgen.

Derartige besonders häufig von Erdbeben heimgesuchte Täler sind das Tal von Tschangri (Kjankari), dessen Boden Gipsmergel ist und die Erschütterungen wesentlich gefährlicher macht, sowie das andesitische Gebiet des östlichen Ala dagh. Im Tale des Pertschin- und Sei-tschai sollen die Erdstöße sehr häufig und stark sein. In diesen Talzügen entspringen auch warme, schwefelhaltige Quellen (Kyzyldja-Hamam, Sei-Hamam), die zu Kurzwecken verwendet werden. Auch anderwärts sind warme Quellen häufig, so bei Karalar nahe dem Assarkaja Hamamly, ferner bei Ilidja, bei Boli und bei Jongalyk. Kleinasien ist ungewöhnlich reich an Thermen und gerade dieser Umstand zeigt, wie tiefgründig die Schollen von Spalten durchsetzt sind.

Die Dislokationen und die an ihnen vollzogenen Schollenbewegungen sind entscheidend für die Erscheinung des heutigen Aufbaues geworden. Sodann aber hat die Abtragung während der langen Festlandsperiode ausgleichend auf die sehr verschieden hohen Schollen eingewirkt und sie stark eingeebnet; das sehen wir besonders in den einzelnen Gegenden, wo die spätere Erosion ihre Wirkung nicht ausüben konnte. In diesen Gebieten, welche als Wasserscheiden der späteren Abflußsysteme sich darstellen, ist die alte Rumpffläche in der früheren Gestalt erhalten geblieben.

Die „Peneplains“ sind in dem von LEONHARD bereisten Teile sowohl südlich wie nördlich von der höher aufragenden Schieferzone ausgebildet. Am vollkommensten ist ihre Ausbildung südlich, d. h. in den klimatisch der Wüstenzone sich nähernden zentralen Teilen.

Hier sind es vor allem die Flyschgebiete, welche die Inselberglandschaft am vollkommensten entwickelt haben. Die Plateaus im Norden von Angora, vom Nordrande der Tschibuk-Ova angefangen, zwischen dem Oberlauf des Ova-tschai im Westen und dem Arab-Deresi im Osten, und im Norden bis zur Wasserscheide gegen den Devrez-tschai, stellen ein Gebiet dar, in welchem die gefalteten Schichten der Flyschgruppe gänzlich horizontal abgeschnitten sind. Ersteigt man die Plateaus, so befindet man sich in einer völlig ebenen, annähernd gleichbleibenden Höhenlage von ca. 1200 m. Aus dieser Fläche ragen die Inselberge, welche aus widerstandsfähigem Kalk bestehen, in scharfer Umgrenzung steil heraus. Zum Teil überragen sie die Plateaus nur um 200 m, wie der Göl dagh; höher (mit 300 m) ragt der dreigipfelige Ütsch-basch empor.

Die Entstehung der Rumpffläche der Flyschschieferlandschaft kann erst nach der Beendigung der Faltung, also kaum vor dem Miocän stattgefunden haben. Die DAVISsche Schule sieht in den „Peneplains" das Werk der Denudation. vor allem der seitlichen Erosion durch die Flüsse. Es ist aber in Kleinasien und anderwärts höchst zweifelhaft, ob diese Erosion jemals eine gleichmäßige Fläche schaffen konnte. Die Inselberge lassen sich vollends nicht mit dieser Erklärung in Einklang bringen.

Einen dritten Faktor, die Wirkung des Windes, führte S. PASSARGE ein und forderte für die Entstehung der Rumpfflächen ein Wüstenklima. Als abtragende Kraft erkannte er vor allem die Korrosion durch den von den Winden bewegten Sand. Diese Erklärung ist für das paphlagonische Gebiet, dessen „Inselberge" aus härterem Gestein bestehen als die umgebende Fläche, wahrscheinlich richtig.

Während nun die Inselbergbildung in Afrika bereits älter ist als die obere Kreide, haben wir in den morphologisch ganz ähnlichen Landschaften des nördlichen Kleinasien jungtertiäre Bildungen vor uns, deren Alter sich annähernd sicher bestimmen läßt. Sie ist jünger als die letzte vormiocäne Faltung, aber älter als die Anlage des heutigen Abflußsystems, dessen Ausbildung in der Pliocänzeit beginnt. Die Ausbildung der Inselberglandschaft und der Rumpfflächen dürfte demnach in die Miocänzeit fallen. Sie setzt ein sehr trockenes Klima voraus, in welchem die Tätigkeit der Erosion minimal war. Denn es fehlen jegliche Anzeichen einer Flußerosion; alte Steilufer oder Mäanderbildungen sind nirgends zu bemerken.

Die zweite Inselberglandschaft ist die Hochebene um den Jaraly-Göz zwischen der Küste und dem Becken des Amnias. Auch in diesem Falle handelt es sich um ein ungewöhnlich trockenes Gebiet. Die Küstenschwelle nimmt einen Teil der Feuchtigkeit an sich, der übrige Teil gelangt erst an dem höheren Wall des der Schieferzone angehörenden Elek dagh zum Niederschlag. Auch die Beobachtungen R. LEONHARDS stimmen mit der Annahme überein, daß die Entstehung des Schwarzen und Ägäischen Meeres erst dem Quartär, und zwar besonders dem jüngeren Quartär, angehört.

Wenn wir zu den gegenwärtig noch wirkenden Kräften übergehen, welche das Relief des Festlandes gestalten, so ist für die trockenen Gebiete des Innern die starke Insolation bei ungenügender Vegetationsdecke und als Agens der Wind zu nennen, welcher an der Abtragung der Hügelländer und der Ausgleichung der Ebenen beteiligt ist. Wie die Verwitterung

in den trockenen Gebieten des Innern wirkt, zeigt die Taf. XIII R. LEONHARDS, welche die Zerstörung neogener Mergelbänke veranschaulicht, deren Zerfallprodukte vom Winde in die tieferen Ebenen geweht werden.

Ein bedeutender Teil der Abtragung wird durch die großen Niederschläge in der Regenzeit, in den nördlichen Gegenden auch durch die der Schneeschmelze entstammenden Fluten geleistet.

Viele Umstände wirken nun zusammen, um diese Hochwässer zu Katastrophen für die Täler zu gestalten. Infolge der starken Insolation und der das ganze Land durchsetzenden Erdbebenrisse ist der gesamte Untergrund stark gelockert und dem Eindringen der Atmosphärilien geöffnet. Die tertiären Ablagerungen, die eine weite Verbreitung besitzen, sowie die ausgedehnten vielfach tuffartigen Andesitgebirge lösen sich dann großenteils in Schlamm auf.

Die Seite 164 folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung aller im westpontischen Gebirge zwischen Konstantinopel und dem Halys beobachteten Schichten.

In morphologischer Hinsicht bestehen dieselben Gegensätze zwischen den nördlichen und südlichen kleinasiatischen Randgebirgen wie in der erdgeschichtlichen Entwickelung:

Der Norden Kleinasiens enthält ausschließlich Mittelgebirge, in denen nur hier und da die durch rezente Erdbeben belebte Erosion schroffe Schluchten eingeschnitten hat, die zuweilen an alpine Landschaften erinnern.

In den taurischen Gebirgen sind dagegen Mittelgebirgsformen auf die alten Schiefergesteine der inneren kappadokischen Zone beschränkt, welche gleichzeitig der Niederschlagsarmut des anatolischen Hochlandes entspricht. Die zentrale Kalkzone und die zu bedeutenden Höhen aufgewölbten Kreidekalke des kilikischen Tauros zeigen überall die schroffen Formen des Hochgebirges. Ganz eigenartig ist die Cañonlandschaft am Absturz des kilikischen Taurus gegen die Ebene. Auch hier hat die jugendliche Erosion der Küstenflüsse Schluchten und Wände geschaffen, wie wir sie sonst nur im fernen amerikanischen Westen zu finden gewohnt sind. Der Energie der jugendlichen Erosion entspricht die gewaltige Ausdehnung der unablässig in das Meer vorgeschobenen Flußdeltas; doch ist auch hier die bedeutendere Aufschüttungsarbeit im Süden geleistet, wo die ganze kilikische Ebene der in postquartärer Zeit ein-

Schichtentafel des **westpontischen Gebirges** zwischen Konstantinopel und dem Halys.

Quartär:	Terrassenbildung am Bosporus. (z. B. im Belgrader Wald.)
Tertiär:	
Unterpliocän bis Obermiocän:	(Pontische Stufe.) Schotterablagerungen im Belgrader Walde bei Therapia nördlich Konstantinopel.
Obermiocän:	Binnenseeablagerungen der sarmatischen Stufe im W von Konstantinopel.

Hauptfaltung der westpontischen Ketten in der jüngeren eocänen oder oligocänen Zeit.

Eocän:	Marine Entwicklung (Nummulitenkalk); letzte Meeresbedeckung des inneren Kleinasien bis nach Transkaukasien (Tiflis) und Hocharmenien verfolgbar.
Kreide:	
Oberkreide:	
Senon:	Obersenon mit *Pachydiscus subrobustus* bei Eski-Basar und Dedé-dschamé bei Ordu und mit *Ananchytes* und *Inoceramus* auf der Bithynischen Halbinsel. Untersenoner Plänerkalk mit *Micraster cor anguinum* bei Eski-Basar und Dedé-dschamé.
Turon:	Gosauentwicklung (Oberturon) bei Amasia mit *Actaeonella gigantea*, *Glauconia Kefersteini*, *Columnastrea striata*, *Phyllocoenia exsculpta* usw. Im übrigen Gebiet Oberkreide: als Hippuriten- und Radiolitenkalk entwickelt
Unterkreide:	Marin entwickelt, z. B. bei Koslu und Songuldak.
Jura:	
Oberer Jura: (Oxford)	Mergel und Kalksandstein mit *Peltoceras arduennense* D'ORB. (nach D'ARCHIAC, LEONHARD, FRECH) in den Gebieten von Balyk-Kojundji und Mudurlu, SW und NO von Angora.
Dogger:	Bisher unbekannt.
Lias:	
Oberlias:	Graugrüner Kalk mit *Coeloceras limatum* POMP. bei Kessik-tasch (W von Angora).
Mittellias:	Adnether Fazies im Umfang der mediterranen Zone der *Terebratula Aspasia* bei Kessik-tasch, Merziwan, Jakadjik. Hierlatzfazies (Brachiopoden und Crinoidenkalke) bei Kessik-tasch und Jakadjik.
Unterlias:	*Oxynoticeras*-Zone bis *Bucklandi*-Zone bei Merzifoun. Arietenkalk bei Kessik-tasch. Lias α und β und *Margaritatus*-Zone bei Jakadjik.

Trias:	Zone d. *Trach. Aonoides* mit gut vertretener Fauna (*Ismidites*).
Obertrias:	Karnische St. Zone von St. Cassian, angedeutet durch *Trach. acuto-costatum.*
Oberer und Unterer Muschelkalk:	Wengener Sch. m. *Trachyc. Archelaus* und *Daon Lommeli.* Buchensteiner Sch. mit *Daonella indica* und *D. Taramelli.* Mit reicher alpiner Cephalopodenfauna (*Ceratites* aff. *elegans*, *Arcestes*, *Monophyllites* cf. *Suessi* Mojs., *Beyrichites*, *Sturia*. *Spiriferina Mentzelii* Dk. var. *propontica* usw.) am Golfe von Ismid.
Werfener Schichten:	Sandig - mergelige Entwicklung mit *Gervilleia* cf. *incurvata* Leps., *Myophoria ovata* usw. am Golf von Ismid und auf der Bithynischen Halbinsel (Gebseh).
Dyas:	
Mittlere, obere Dyas:	Nicht nachgewiesen.
Unterrotliegendes:	Kontinentale Fazies mit *Taeniopteris multinervia* Weiss. im Pontischen Ak dagh bei Merziwan.
Karbon:	
Oberkarbon:	Zwischen Heraklea und Amasry:
Saarbrückener Stufe:	Mit sehr mächtigen Flözen. (Ohne marine Einlagerungen.)
Sudetische Stufe:	Im oberen Teil flözreich (*Mariopteris muricata*), im unteren flözleer. (Ohne marine Einlagerungen.)
Unterkarbon (Visé-Stufe):	Kohlenkalk bei Songuldak mit *Syringopora ramulosa* Goldf.
Devon:	Am Bosporus (Bithyn. Halbinsel), Adabasar und bei Pera enthält:
Höheres Devon:	In einer noch nicht näher untersuchten Entwickelung.
Mittlere und obere Koblenzschichten:	Schieferig-sandige Entwicklung mit Quarzit-Einlagerungen bei Skutari.
Tiefstes Devon:	In kalkiger Ausbildung (Bulgar dagh).
Granit:	
Von unbekannter Altersstellung:	Olymp von Brussa und von Kütschük. Tschekmedje am Thrakischen Ufer.

setzenden Arbeit der kurzen, aber zur Schneeschmelze überaus wasserreichen Küstenflüsse ihre Entstehung verdankt.

Immerhin zeigen auch im Norden Anatoliens die Deltaebenen des Halys und Iris ein überaus rasches Wachstum; ist doch die Jugendlichkeit der Küstenbrüche und die hierdurch bedingte gewaltige Arbeit der Erosion der einzige gemeinsame Zug zwischen den sonst grundverschiedenen Küstengebirgen des Nordens und Südens.

Eine weitere Analogie zwischen westpontischem und taurischem Gebirge besteht darin, daß von innen nach außen immer jüngere gefaltete Gesteine auf ältere folgen. Diskordant

auf allen liegt an der Propontis sarmatischer Kalk und Ton mit brackischen und Süßwasserkonchylien, während die diskordante Auflagerung im Innern Anatoliens aus den Kalken, Mergeln, Salzen und Gipsen besteht, die dem Mio-Pliocän, nicht dem Eocän entsprechen.

Die Analogie der nordpontischen Gebirge mit den Karpathen reicht von den granitischen Kernmassen bis zu der im Innern der ungarischen Ebene ungefaltet lagernden Bedeckung sarmatischer Schichten. Jedoch ist ein direkter Zusammenhang zwischen diesem westpontischen Gebirge von karpathischem Typus und den eigentlichen karpathischen Faltenzügen nirgends vorhanden; vielmehr liegt die rumelische Masse trennend zwischen beiden.

Dagegen bildet der Tauros in tektonischer Hinsicht einen Ausläufer der indischen Faltengebirge, d. h. des Hindukusch und besonders der südpersischen Ketten, von denen die Ketten des Puscht-i-kuh bedeutsame Übereinstimmung des Gebirgsbaus zeigen. Der Tauros gliedert sich an das in seinem Kern aus Paläozoikum oder Urgestein bestehende anatolische Hochland in ähnlicher Weise an wie der Himalaya an das ebenfalls in seinem Kern aus Urgebirge und Paläozoikum bestehende tibetische Hochland.

Angeblicher Zusammenhang der Gebirge Nordanatoliens und Osteuropas.

Ein direkter Zusammenhang zwischen den europäischen und den asiatischen Faltungsketten ist nach dem Vorangehenden in Anatolien nirgends zu beobachten. Im Süden der Halbinsel legen sich, wie es scheint, zwei jüngere Gebirgszonen von verschiedener Zusammensetzung — eine hellenische und eine taurische — parallel nebeneinander. In Nordanatolien wird der westpontische Faltungsbogen im Osten überall durch flachlagerndes Schollenland begrenzt. Hier findet also eine vollkommene Unterbrechung der Faltung statt, und ein gleiches dürfte auch für das der unmittelbaren Untersuchung entzogene Einbruchsgebiet des Schwarzen Meeres anzunehmen sein.

Die von verschiedenen Seiten geäußerte Annahme, daß der Balkan in der Faltungszone Paphlagoniens wieder auflebe oder fortsetze, hat Eduard Suess mit guten Gründen widerlegt. Aber auch der von ihm vermutete unmittelbare Zusammenhang zwischen den Krimschen Gebirgen und dem Balkan ist aus den verschiedensten — tektonischen und stratigraphischen — Gründen unmöglich:

1. Die Längsrichtung der Krimschen Gebirge ist nach WNW, die des Balkans nach O gerichtet; um beide ineinander übergehen zu lassen, bedürfte es einer recht verwickelten Schleife.

2. Die Schichtenfolge ist wesentlich verschieden. Im Balkan spielen Werfener Schichten und mächtige mitteltriadische Kalke eine Hauptrolle, die in den krimo-kaukasischen Gebirgen gänzlich fehlen; auch ein Vorkommen der obertriadischen Zlambachschichten bei Kosol im Ostbalkan ist durchaus alpin. Die einzige in der Krim gefundene Andeutung der oberen Trias besteht dagegen in Pseudomonotisschichten, die wiederum weiter westlich nirgends nachgewiesen sind.

3. Die einander am meisten genäherten Enden des Balkans und des Gebirges der Krim sind durch ausgeprägte Abnahme der Höhe und der Faltungsintensität gekennzeichnet und unterscheiden sich dadurch wesentlich von den durch jüngere Brüche getrennten Gebirgsfragmenten der griechischen Inseln und Halbinseln. Jede Karte von Hellas zeigt die bedeutenden Höhen, welche die alten Gebirgsfragmente auf den Ionischen Inseln und dem Peloponnes, in Mittelgriechenland und in der Ägäis unmittelbar neben den tief eingebrochenen Gräben erreichen. Man darf also nicht die für Hellas zutreffende Anschauung auf den Pontus übertragen. Noch größere Unterschiede als zwischen Krim und Balkan bestehen hinsichtlich der Sedimente und des Gebirgsbaus zwischen den Krimschen Gebirgen und der räumlich näheren Dobrudscha.

Die als Schollengebirge entwickelten Triasmassen der Dobrudscha mit ihrer rein marinen, von den Werfener Schichten bis zu obertriadischen Dolomiten reichenden alpinen Entwickelung sind durchaus verschieden von den Krimschen Faltengebirgen, in denen die Trias durch kontinentalen Buntsandstein und pazifische Pseudomonotisschichten vertreten ist. Noch abweichender ist die Unterlage der Trias; sie besteht aus Schwagerinenkalker in der Krim und aus Unterdevon von rheinischem und bosporanischem Typus in der Dobrudscha.

Es ergibt sich demnach, daß in Nordanatolien die Verbindung zwischen den europäischen und asiatischen Faltungsketten sicher und im Gebiet des Pontus so gut wie sicher unterbrochen ist. Im südöstlichen Kleinasien legen sich die in ihrer stratigraphischen Zusammensetzung, ihrer Faltungsrichtung und ihrem Faltungscharakter grundverschiedenen Helleniden und Tauriden nebeneinander, gehen aber nicht ineinander über. Europäische und asiatische Gebirge sind also an einer ungefähr der Grenze der Kontinente entsprechenden Zone deutlich getrennt oder nur äußerlich verschmolzen. Sie verlaufen nirgends

ineinander und können somit nicht mit einem einheitlichen Namen als eurasiatische Gebirges bezeichnet werden.

Die Bezeichnung müßte auch formell den ausgeprägten Unterschieden zwischen europäischen und asiatischen Gebirgen gerecht werden, und nur mit Rücksicht auf die ungefähre Gleichzeitigkeit der tertiären Faltung könnte man von „europäisch-asiatischen" — nicht von eurasiatischen — Faltungszonen sprechen.

Auch der Charakter der vulkanischen Erscheinungen ist im Kaukasus, in Hocharmenien und Anatolien wesentlich von dem in Italien und Griechenland beobachteten verschieden. Daß die lykaonischen Vulkanriesen die Innenseite des Tauros begleiten, ist eine rein äußerliche Übereinstimmung. Denn sie entsprechen nicht wie die italienische Vulkanreihe der Grenze zwischen einem Einbruchsgebiet und den jüngeren Faltungszonen, sondern sind der Hochfläche aufgesetzt. Sie erinnern somit tektonisch und landschaftlich mehr an die das Colorado-Plateau überhöhenden San Francisco Mountains in Arizona als an den Vesuv oder an Santorin.

Noch bemerkenswerter ist das Auftreten hoher Vulkane inmitten der jüngeren oder älteren Faltungszonen Vorderasiens. Der Elbrus und Kasbek im Kaukasus, der Demavend in den älteren nordiranischen Ketten, Ararat und Alagös in den paläozoischen Faltungszonen Hocharmeniens entsprechen einem in den Alpen, Dinariden und Helleniden unbekannten Typus der Vulkane, der seine Hauptentwicklung in den zirkumpazifischen Zerrungsketten findet. Allerdings sind in den eigentlichen Taurosketten aufgesetzte Vulkane nicht bekannt; aber wie oben dargelegt wurde, bilden die hocharmenisch-nordiranischen Ketten die unmittelbare, d. h. ununterbrochene Fortsetzung des kappadokischen Tauros. Auch in vulkanologischer Hinsicht sind demnach die vorderasiatischen Hochgebirge verschieden von den europäischen Faltungszonen.

8. Vergleich mit dem armenischen Hochland.

(Osten der Übersichtskarte.)

Zwischen dem von R. Leonhard untersuchten Paphlagonien und dem durch Abich, Oswald[1]) (sowie einigen russischen Geologen) aufgenommenen Transkaukasien liegt in den Vilajets Erzerum und Trapezunt ein weit ausgedehntes, sehr wenig bekanntes Gebirgsland. Aus der im folgenden wiedergegebenen, das russische Hocharmenien mit umfassenden Übersicht Oswalds

[1]) Oswald: Petermanns Mitteil. 1910. S. 126 ff.

ergibt sich die überwiegende Bedeutung der nordwestlichen Brüche und die Ausdehnung der jüngeren Eruptivdecken.

Der Bau des armenischen Hochlandes[1]) beruht z. T. auf älteren Faltungen, wird aber vor allem durch eine Reihe jüngerer Brüche beherrscht. Das armenische Hochland verdankt seine heutige Gestalt hauptsächlich den Auf- und Abbewegungen aufgekippter Gebirgsschollen, die an schrägen Bruchspalten derart verschoben sind, daß emporragende Schichtenblöcke mit Senkungsfeldern wechseln. Die Mehrheit dieser Senkungsfelder oder Grabenversenkungen zeigt dieselbe Orientierung ihrer wichtigsten Längsachsen wie der Kaukasus, d. h. von NW nach SO. Unter ihnen ist eine der die Ebene von Musch, die mit dem südlichen Teil des Wansees zusammenhängt. Am tiefsten (bis 770 m) ist die Niederung des mittleren Araxestals zwischen Ararat und Alagös abgesunken.

Die ausgedehnteste aller dieser Depressionen, die Niederung der unteren Kura, zwischen dem Kaukasus und den östlichen Randgebirgen Armeniens liegt außerhalb des armenischen Gebiets.

Die Goktscha- und Karabàgscholle[2]) hat mit der taurischen Scholle manche Merkmale gemein, obgleich im allgemeinen ihre sichtbaren Sedimente kein so hohes Alter aufweisen und kristalline Schiefer nur ausnahmsweise zutage treten. Alle Anzeichen verweisen auf die Existenz einer NW—SO-Bruchlinie längs der nordöstlichen Seite der Goktschadepression, obgleich bis jetzt genaue geologische Beobachtungen darüber fehlen. Die große Kalkformation des östlichen Karabàggebirges kehrt der Zentralregion ihre Steilabstürze zu und dacht sich, durch die Quertäler in plateauartige Gebirgsglieder zerlegt, allmählich zur Ebene des Kura-Tales ab.

Die Goktschascholle ist im Norden von einem ostwestlichen, aus dem Ginal dagh, Kondur dagh, Gemysch dagh (3775 m) und Murow dagh zusammengesetzten Gebirgszug — mit einer mittleren Höhe von 3500 m — begrenzt.

Von großer Bedeutung erscheint der Einfluß der ostwestlichen Richtung, die die stark ausgeprägten NW—SO-Strukturlinien der Faltung und der Bruchbildung der Goktscha- und Karabagketten kreuzt.

Die somketische Scholle. Im Nordwesten ist die somketische Scholle eine Fortsetzung der Goktschascholle und von ihr durch die tiefe Erosionsschlucht des Bortschalaflusses ge-

---

[1]) Oswald: Armenisches Hochland. Petermanns Mitteil. 1910. S. 126 ff.

[2]) Oswald: Petermanns Mitteilungen 1910, S. 120 ff.

trennt. In dieser somketischen Scholle treffen wir wieder die SW—NO streichenden metamorphen Schiefer, die hinsichtlich des Widerstandes gegen die Faltung in der taurischen Scholle eine bedeutende Rolle spielen.

Die Thrialetische Scholle (westl. Tiflis). Die Thrialetgebirge fallen gegen N mit sehr steilen, z. T. aus Kreidekalk bestehenden Abstürzen ab. Die große Bruchlinie teilt das ursprüngliche flache Gewölbe der zentralen thrialetischen Massenanschwellung in eine gesunkene Nord- und eine stehengebliebene Südscholle.

Die ostwestlichen Bruchlinien lassen sich auch an den zahlreichen, von Tiflis westwärts längs der ganzen Kette vorkommenden Thermalquellen nachweisen. (Borschom.)

Auf der Südseite des Araxes stellt der Kara dagh ein Analogon zu der Karabâgscholle dar. Trotz seines komplizierten Baues zeigt der Kara dagh manche Merkmale eines aufgekippten Schichtenblockes.

Noch weiter südwärts macht sich die OW-Richtung in auffallender Weise zwischen den großen Vulkanen Sehend (3580 m) (südl. Täbriz) und Sawalan (4860 m) geltend.

Die pontische Scholle ist als ein echtes südliches Bruchstück des Tafellandes aufzufassen, das einst die Stelle des Schwarzen Meeres einnahm. Dieses Meer besitzt einen beinahe ebenen Boden.

Der kesselförmige Einbruch des Pontus erfolgte an peripherischen Brüchen, die sich mit den von NW—SO und von NO—SW verlaufenden Störungen kreuzten. Die pontische Scholle besteht nach Oswald aus mehreren bogenförmigen Abschnitten, deren Konkavität gegen das Meer gewandt ist. Höchstwahrscheinlich stellen alle diese Bogen peripherische Verwerfungsabstürze dar. Der steile Südabhang des Zigana dagh zeigt nach Oswalds Beobachtungen alle Merkmale eines Verwerfungsabsturzes; auch an der Südseite des Kazikli dagh, bei Taschköprü, beobachtete er stark ausgeprägte Rutschflächen an einer aus mylonitischem Quarzit bestehenden schroffen Felswand. Es ist bemerkenswert, daß die pontischen Andesitdecken außerordentlich reich an Gangerzen sind, insbesondere an Kupfererzen und silberhaltigem Bleiglanz.

Im Gegensatz zu den mediterranen Synklinen bildet das widerstandleistende, im Norden und Süden des Mediterrangebiets liegende Tafelland gleichsam die Backen eines Schraubstocks und hat sein Areal durch das Anwachsen des neu gefalteten Gebiets vermehrt, nachdem dieses seine Plastizität völlig verloren hatte.

Die neueren Forschungen beweisen, daß in Kilikien (also 5 Längengrade westlich vom Kaukasus) die taurischen Falten nach S zu überkippt sind.

In Armenien wurde dagegen der im Mitteltertiär von N herkommende Schub zum großen Teil, wenn nicht vollständig, durch den aus dem arabischen Tafelland im Süden herrührenden Druck aufgehoben. In der Tat zeigen die Profile Fourniers, daß die kretazischen, eocänen und sarmatischen Sedimente des Nordrandes des Thrialetgebirges stark gegen N überkippt sind.

Das armenische Hochland verdankt seine heutige Gestalt hauptsächlich den Auf- und Abbewegungen aufgekippter Landschollen, die an schrägen Bruchspalten derart verschoben sind, daß emporragende Schichtenblöcke mit Senkungsfeldern wechsellagern.

Die kaukasische Richtung. Die Mehrheit dieser Senkungsfelder oder Grabenversenkungen zeigen dieselbe Orientierung ihrer Längsachsen wie der Kaukasus, d. h. von NW nach SO.

Unter diesen von NW nach SO orientierten armenischen Depressionen ist eine der wichtigsten die Muschebene, die mit dem südlichen Teil des Wansees zusammenhängt.

Die große Depression (1500 m) am Südfuß der gewaltigen Felsenwände des 3610 m hohen Bingöl dagh zeigt dieselbe NW—SO-Richtung.

Noch weiter nordwärts stellt die Khinisebene (1700 m) eine stark ausgeprägte Depression dar. Auch hier fand Oswald, daß die Nordmauer ein von NW nach SO gerichteter Verwerfungsabsturz ist, der auf ähnliche Weise die WSW—ONO-Falten der metamorphen Schiefer und Marmore des Ak dagh durchschneidet und von Basalt bedeckt ist. Die Felswand an der Südwestseite der Ebene besteht nach Ainsworth gleichfalls aus Glimmerschiefern und Tonschiefern, die von untermiocänen Kalken überlagert sind. In dem Zentralteil der Südmauer der Depression sind die rezenten Sedimente (mit *Dreißensia polymorpha*) gehoben und bilden den basaltbedeckten Khamur dagh (3028 m).

Am tiefsten ist die Niederung des mittleren Araxestals 770 m) zwischen Ararat und Alagös abgesunken. Abich hat vor längerer Zeit nachdrücklich betont, daß diese Ebene ein Senkungsfeld ist, er hielt den Dsynerly dagh mit dem Kumurly dagh (oberhalb des Pojatals) für den nördlichen und den Sogmanava dagh für den südlichen Verwerfungsabsturz.

Weitaus die größte aller dieser Depressionen, die Niederung der unteren Kura, zwischen dem Kaukasus und den östlichen Randgebirgen Armeniens liegt außerhalb des armenischen Gebiets.

Die zwei großen Meridionallinien Armeniens, der „Elbrus-Sipan-Bruch“ und der „Kasbek-Ararat-Bruch“[1]) begrenzen im Osten und Westen das vulkanische Plateau Russisch-Armeniens; dieses Gebiet, insbesondere die Gegend von Kars und dem Tschaldyrsee, wird sehr häufig von Erdbeben heimgesucht.

9. Nordsyrien und die südlichen Zonen des taurischen Systems. (Taf. XXIII.)

Indoafrika oder die große, durch meridionale Brüche zerspaltene Wüstentafel und die vorderasiatischen Faltengebirge sind, wie aus meinen Reisen und auch aus der Darstellung BLANCKENHORNS[2]) hervorgeht, enger verbunden, als man nach der inneren Verschiedenheit des Aufbaus annehmen sollte. Einerseits klingt am Südabhang des Kurdengebirges die taurische Faltung derart aus, daß schließlich das marine Miocän sich der nur wenig gehobenen und gefalteten Oberkreide anlagert[2]), und andererseits dringt das nördliche Ghâb (wie man den Graben des Kara-su oder Melas wohl am einfachsten bezeichnet) noch in das Gefüge des Kurden- und Amanosgebirges[3]) ein.

Nordsyrien zerfällt in geologisch-tektonischer Hinsicht in zwei große Teile, das eigentliche Nordsyrien im engeren Sinne im S und das kleinasiatische Syrien im N. Ersteres stellt die nördlichste Region der indo-afrikanischen Wüstentafel oder Schollenmasse dar und reicht an der Meeresküste von dem südlichen Nahr-el-Kebir bis zum nördlichen Nahr-el-Kebir

[1]) Die von OSWALD gewählte Bezeichnung „Bruch“ ist nur in übertragenem Sinne richtig; es handelt sich nicht um Schollenränder wie an der Küste des Pontus oder am Absturz des Libanon zu der Bikâa, sondern vielmehr um Begrenzungslinien der vulkanischen Ausbruchstätigkeit, zu deren Bezeichnung die Namen der vier großen Vulkane allerdings geeignet erscheinen.

[2]) Die Grenze beider, wie sie die geologische Karte BLANCKENHORNS am Euphrat zwischen Biredjik und Djeroblus auf Grund älterer Reisenotizen supponiert, entspricht meinen Beobachtungen nicht. Der Euphrat ist hier vollständig in das Miocän eingeschnitten, dessen Versteinerungen (*Cardium subhians*) ich noch in nicht allzu großer Entfernung antraf, und dessen Gesteine ich bis an die Stromufer verfolgt habe.

[3]) MAX BLANCKENHORN: Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handbuch der Regionalen Geologie. Herausgegeben von G. STEINMANN. V. Band, 4. Abhandlung 17. Heft. Heidelberg 1914. — Für die Bearbeitung von Syrien, Palästina und Arabien ist der Verfasser ganz besonders durch ausgedehnte, alle drei Gebiete umfassende Reisen vorbereitet; nicht minder hervorragend ist die Beherrschung der ungleichwertigen und sehr ausgedehnten Literatur, die bis zu den letzten Erscheinungen Berücksichtigung gefunden hat.

von Ladikije. Von der Mündung des letzteren zieht sich die Grenze gegen das mehr oder weniger gefaltete Nordsyrien, d. h. die südlichen Randketten des Tauros, schräg ins Innere zum Knie des Orontes oberhalb Djisr-el-Hadid.

Das wichtigste und entscheidende Kennzeichen des kleinasiatischen Syrien bilden weniger die tektonischen Verhältnisse als die Verbreitung gewisser grüner, basischer Eruptivgesteine, ausgezeichnet durch Diallag oder einen rhombischen Pyroxen. Es sind das hauptsächlich verschiedene Gabbroarten, Peridotite und die aus ihnen durch Umwandlung hervorgegangenen Serpentine, die sämtlich miteinander aufs engste verknüpft sind und Faziesbildungen der Eruptionsprodukte eines Vulkanherdes darstellen. Als besondere Gruppe kommen dazu noch vereinzelte Diabasgesteine. Diese Gesteine, deren Intrusion hauptsächlich in das Eocän (Flysch), z. T. (nach BLANCKENHORN) in die spätere Kreidezeit fällt, fehlen dem eigentlichen syrischen Tafelland und den Schollengebirgen, wo wir statt ihrer nur basaltartige, d. h. Augit-Plagioklas führende Gesteine aus derselben kretazeisch-eocänen Eruptionsperiode kennen.

Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß schon in jener weit zurückliegenden Zeit innerhalb der Erdkruste eine scharfe Scheidung zweier tektonisch wie vulkanisch verschiedener Gebiete vor sich ging, die sich an der Oberfläche durch Beschränkung der Gabbros auf das eine, der basaltischen Gesteine auf das andere äußerte. Die Grenze verläuft von dem stumpfen Winkel der Bucht von Djeble am unteren Nahr Rüs in nordöstlicher Richtung schräg über das Küstengebirge zum Knie des Orontes bei Djisr-el-Hadid, also parallel dem Streichen des Tauros. Für die Stellung und Auffassung der Serpentine ist die Kenntnis des Eocäns in den taurischen Gebirgen wichtig:

Im nördlichen Amanos oder Giaur dagh dürfte die von SCHAFFER[1]) als „bunte Kalke und Mergel mit Hornstein" bezeichnete fossilarme Schichtenserie, welche in den kleinasiatischen Faltengebirgen vielfach auftritt, aber mangels Fossilien nicht leicht in das System der Formationen einzureihen ist, dem von BLANCKENHORN[2]) im nordsyrischen Kurdengebirge und OSWALD in Armenien erkannten Untereocän entsprechen. Im südlichen Amanos gibt es in der Gegend von Beilan Tonschiefer und Talkschiefer, die anthrazitisch werden und ganze Nester von Anthrazit führen. Auch da dürfte es sich ursprünglich um

[1]) SCHAFFER, FRANZ: Cilicia. Erg.-Heft z. PETERM. Mitt. Nr. 141. 1903.

[2]) BLANCKENHORN, M: Das Eocän in Syrien. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1890.

untereocäne Flyschgesteine und darin eingeschlossene Braunkohlen handeln, die durch Kontaktmetamorphose mit Serpentinen bzw. Gabbros umgewandelt wurden.

Erst am südöstlichen Rand des Kurdengebirges bei Tab, Aintab und am Afrin wird das Eocän fossilreich. (Taf. XXI.)

Das Untereocän erscheint (A) in Form weißer, weicher, erdiger oder schieferiger Kalke oder bröckliger Mergel und Ton mit *Pecten Livoniani* Blanck. (Taf. XV., Fig. 5, 6), *Voluta harpa* Lam., *Schizaster vicinalis* Ag. und S. cf. *rimosus* Ag. Höher folgen (B) gelbgraue, harte Kalke mit *Ananchytes rotundatus* Blanck., *Echinolampas* aff. *Suessi* Laube und *aintabensis* Blanck.

Das höhere Eocän (Mittel- und Obereocän) trifft man bei Tab im Nordwesten von Aintab in Gestalt tuffartiger, poröser Kalke und weißen Marmors mit *Nummulites Gizehensis* Ehr., *N. curvispira* Men., *N. laevigata* Lam., *Lamarcki* d'Arch., *intermedia* d'Arch., *Fichteli* Mich., *Isastraea Michelottina* Cat. sp., *Pecten quinquepartitus* Blanck., *Turritella angulata* Sow.

Das Untereocän ist in den zum Taurossystem gehörigen Gebirgen in flyschartiger Fazies entwickelt, ebenso wie in Zypern, einigen Teilen Kleinasiens, Armeniens und des Kaukasus; im übrigen herrschen marine Sedimente litoraler Fazies.

In der Gegend von Nisibin, Mardin und am Südrand des Armenischen Tauros, zwischen Arghana und Adijaman an der äußersten Grenze Mesopotamiens gegen Armenien, kann man mit Oswald[1]) nach Ainsworths[2]) unbestimmten Angaben das Eocän folgendermaßen gliedern:

Untereocän: Sandstein- und kohlenführende Mergel und Kalksteine, durchbrochen und metamorphosiert durch Gabbro- und Serpentinintrusionen.

Mitteleocän: Nummulitenkalk bei Mardin.

Obereocän (bei Arghana, Dara): Darakalk mit *Ostrea*, *Pecten*, *Venus*, *Cytherea*, *Cardium*, *Cerithium*, *Fusus*, *Pleurotoma* und Haifischzähnen.

a) **Kurdengebirge und Casius.** (Djebel-Kosèr.)

Der Casius, ursprünglich gleich dem Amanos als Parallelkette des Taurosgebirgssystems wohl durch Auffaltung entstanden, brach später wie ein echtes Schollengebirge an seinen Rändern zusammen. Es scheint, als habe sich der Casius im

[1]) Oswald, F.: Armenien. Handbuch der regionalen Geologie. V. Bd. 3. Heidelberg 1912.

[2]) Ainsworth, W.: Researches in Assyria, Babylonia and Chaldaea. London 1838.

Pliocän ganz wie das Troôdesmassiv, das südliche Gebirge Zyperns als Horst oder aufstauender Prellbock dem von N wirkenden Druck entgegengestellt, welch letzterer dann zugleich zur Aufrichtung der Nordkette Zyperns und des Amanos und zur Zertrümmerung der Randzonen des Casius und Troodes geführt hat. Diese Vorgänge vollzogen sich während oder am Ende der Kontinentalperiode des Untern Plio.äns, d. h. in der Pontischen Stufe. Das von neuem vordringende Meer der III. Mediterranstufe oder des Mittelpliocäns fand bereits ein gänzlich verändertes Relief im N des Casius vor, ebenso wie in dessen S. Es erfüllte die entstandenen Senken und bespülte die frisch geschaffenen Steilabfälle.

Das Kurdengebirge. In der nordöstlichen Verlängerung des Casiuszuges jenseits des Orontes- und Afrintales trifft man zunächst ein noch wenig bekanntes niedriges, welliges, Hügelland, das sich weiterhin zu einem aus mehreren SW—NO streichenden Bergrücken bestehenden Kettengebirge verbreitert. Da kein einheitlicher Name für die geologisch zusammengehörige Berglandschaft bestand, hat Blanckenhorn den Namen Kurdengebirge in Vorschlag gebracht.

Im W bilden das Liegende des Eocäns Serpentine, die teils aus Olivingabbros, teils aus feldspatfreien Peridotiten, besonders aus Lherzoliten hervorgegangen sind[1]. Sie sind hier förmlich gebirgsbildend, da aus ihnen die Parallelzüge des Sarikaja großenteils, die Hauptmasse des eigentlichen Kardalar dagh und die ganze westlich gelegene Hochfläche von Käwär bestehen. Ihnen sind auf den Höhen Eocänschichten von wechselnder Beschaffenheit aufgelagert.

Die Lagerungsverhältnisse sind im ganzen Kurdengebirge ziemlich gleichartig. Horizontale Lagerung ist häufiger zu beobachten, besonders in den nordöstlichen Teilen, dem Tafelland bei Aintab. In den allermeisten Fällen aber sind die Schichten doch geneigt: im mittleren Kurdengebirge, am Sabun-su beim Dorfe Barosklin Boghaz gibt es richtige Mulden und Sättel mit Neigungswinkel von 40°, und auch am Außenrand des Gebirges bei Killis und Katma fallen die Schichten mit 40° gegen SO.

An liegende Falten, überkippte Lagerung der Schichten oder gar Überschiebung ist innerhalb des Kurdengebirges gar nicht zu denken. Das Gebirge macht stellenweise den Eindruck eines Erosionsgebirges, d. h. eines nur durch Erosion gegliederten

---

[1]) Finckh, L.: Beitrag zur Kenntnis der Gabbro- und Serpentingesteine von Nordsyrien. (Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Ges. 1898.)

Tafellandes: die ältesten Schichten liegen stets in der Tiefe der Täler, die jüngsten bilden ihre fast horizontale Überlagerung, d. h. man beobachtet eine vollkommene Übereinstimmung mit dem südlichen, kilikischen Tauros.

b) Das nördliche Ghâb (die Talebene des Kara-su. Taf. XXIII).

An die Niederung el-Amk schließt sich nordwärts eine breite, wie das Kurdengebirge nach NNO verlaufende, grabenartige Talebene, die wie erstere bereits in der Tertiärzeit vorgebildet war, aber erst mit dem Einbruch des syrischen meridionalen Grabens ihre letzte heutige Ausgestaltung erhielt[1]). Ihr südlicher Teil wird entwässert vom Kara-su (= Melas = Schwarzwasser), dessen Namen BLANCKENHORN auf das Auftreten der vielen mitgeführten Gerölle dunkler Eruptivgesteine (Dolerit und Serpentin) zurückführt. (Ebenso bemerkenswert ist die moorige, schwarze Färbung des vom Karasu durchströmten Sumpfbodens.) In der Talebene des mehrfach gewundenen Kara-su aufwärts steigend, gelangt man unter 37° 5′ n. Br. auf eine niedrige, nur etwas über 500 m hohe Wasserscheide und weiter an ein, wie es scheint, abflußloses Sumpfgebiet, an dessen SW-Rand bei Sendjirli F. VON LUSCHAN die Ruinen einer hethitischen Königsstadt ausgegraben hat.

Geologisch weist diese Talebene gegenüber dem Wadi-el-Araba, Jordantal und südlichen Ghâb wesentliche Unterschiede auf. Reihen von Hügeln erheben sich in der Ebene, teils in der Längsrichtung, teils auch quer zu ihr. Sie bestehen aus Grünsteinen, bei Islahije auch aus Grauwacke und Schiefer oder aus basaltischem Gestein von zwei verschiedenen Eruptionsperioden.

Ein alter (miocäner?) Basaltstrom hat sich bei Gülköi Ismak von der Höhe des Kardalar dagh abwärts bis in das Tal das Kara-su ergossen, in welchem er entgegen dem heutigen Lauf dieses Flusses nach N weiter geflossen ist. Er beweist, daß zu seiner Zeit schon das Tal an sich bestand, wenn auch sein Abfluß nach N gerichtet war[2]).

[1]) BLANCKENHORN, M.: Grundzüge der Geologie und phys. Geographie von Nordsyrien. Mit 1 topogr. u 1 geol. Karte. Berlin 1891. Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. RICHTHOFEN-Festschrift. Berlin 1893. — SCHAFFER, FRANZ: Zur Geotektonik des südöstl. Anatoliens. PETERM. Geogr. Mitt. 47. Bd., 1901, VI. — Grundzüge des geol. Baus von Türkisch-Armenien und dem östl. Anatolien. PETERMANNS Mitt., 53. Bd., 1907, 7.

[2]) BLANCKENHORN: Grundzüge der Geologie und phys. Geographie von Nordsyrien. Mit 1 topogr. u. 1 geol. Karte. Berlin 1891. — PÖTZ, WILH: Beitr. zur Kenntnis d. basalt. Gesteine von Nord-Syrien. Inaug. Diss. Zeitschrift d. D. Geol. Ges. Berlin 1896.

Viel jünger sind die doleritischen Laven, welche die Niederung weithin erfüllen. Besonders die beiden erwähnten niedrigen Talwasserscheiden in der südlichen und nördlichen Umgebung der Sümpfe von Sendjirli sind ausgezeichnet durch Lavaströme aus blasigem Dolerit, die sich zungenförmig weit über die Ebene ausgebreitet haben, oder durch zahlreiche, zu Ketten aneinandergereihte Hügel, die wie Querdämme von O nach W oder von SW nach NO streichen. Der Eruption dieses Basalts und der dadurch bewirkten Aufstauung der Gewässer dürfte erst die heutige Teilung der Talebene in zwei Stromgebiete und eine zwischenliegende abflußlose Sumpffläche zugeschrieben werden.

Miocänablagerungen fehlen der Talebene nicht ganz, beschränken sich aber, soweit bis jetzt bekannt, auf das äußerste Nordende, die Gegend von Marasch, wo sie am südlichen Abhang des Marasch dagh über Eocän und Kreide liegen und bei der jüngsten postmiocänen oder „taurischen Faltung" nachträglich noch gehoben wurden[1]).

Der im N den Talzug abschließende hohe Marasch- oder Achyr dagh ist ein südliches Randglied des aus alten Gebirgsarten aufgebauten Taurosmassivs und streicht wie dieses bei W—O bis WSW—ONO-Richtung quer zum meridionalen syrischen Graben. An dem geschlossenen Widerstand dieses alten Massivs erlahmten die auf das Aufreißen meridionaler Bruchlinien und Einsturz solcher Senkungsgräben gerichteten Bewegungen der Erdrinde und fanden ein plötzliches Ende.

c) Das Amanos-Gebirge.

Der Amanos, das Gegenstück des Casius, zugleich die Fortsetzung der nördlichen Kette Zyperns, grenzt als langer und schwer übersteigbarer Gebirgszug Nordsyrien gegen Kilikien und Kleinasien ab.

Der Aufbau, an dem sich Silur, Devon, Karbon, Trias (?), Kreide, Grünsteine, Eocän, Miocän und Pliocän in buntem Wechsel beteiligen, ist sehr verwickelt[2]).

[1]) Broili: Geol. und pal. Resultate der Grotheschen Vorderasienexpedition. (H. Grothe: Meine Vorderasienexpedition 1906/7. Bd. I. Leipzig 1911.) — Grothe, Hugo: Meine Vorderasienexpedition 1906/7. Bd. I—II. Leipzig 1911—12. — Schaffer, Franz: Grundzüge des geol. Baus von Türkisch-Armenien und dem östl. Anatolien. Peterm. Mitt. 53. Bd., 1907, 7.

[2]) Ainsworth, W.: Researches in Assyria, Babylonia and Chaldaea. London 1838. — Blanckenhorn, M.: Grundzüge der Geologie u. phys. Geographie von Nordsyrien. Mit 1 topogr. u. 1 geol. Karte. Berlin 1891. — Blanckenhorn: Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Richt-

Der Kern des Djebel-el-Ahmar besteht nach AINSWORTH[1]) aus kristallinischen und massigen Gesteinen mannigfacher Art, als welche Talkschiefer, Chloritschiefer, Quarzschiefer, Glimmerschiefer, Syenit (?), Euphotid, Serpentin, Ophikalzit usw. aufgeführt werden. Bei der von AINSWORTH hervorgehobenen innigen Verknüpfung der Schiefergesteine mit den massigen Grünsteinen ist es wahrscheinlich, daß man es mit metamorphosierten jüngeren Sedimenten der Kreide- und Eocänperiode oder z. T. auch mit schiefrigen verwitterten Grünsteinen zu tun hat. Nach all dem wird die Vermutung nahegelegt, daß hier Eocän, und zwar Untereocän in flyschartiger Ausbildung, vorliegt, wie wir es ja auch im mittleren Kurdengebirge kennen gelernt haben, und das hier im Kontakt mit den Serpentingesteinen z. T. stark verändert wurde. Diese Annahme eines eocänen Alters der Schichten gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch den Fund von Kalkstein mit *Nummulites laevigatus* auf einem Berge nordöstlich Beilan und einem ganz gleichartigen Vorkommen bei Osmanié.

Längs der Küste des Golfs von Alexandrette treten pliocäne (?) Meeresbildungen, Sandsteine mit Lagen von Gips in den Ebenen von Arsus und südlich Iskenderun auf[2]).

Der Giaur dagh besteht im W von Islahije und Sendjirli bis Hassanbeyli aus silurischen und devonischen, gefalteten, schiefrigen Tonschiefern, Kalken, Quarziten und Grauwackensandsteinen, welche miteinander wechsellagern und im Durchschnitt ost-westlich (oder NO—SW-lich) streichen bei nördlichem Einfallen. Die in diesen Schichten eingeschlossenen Fossilien, Crinoiden, Reste von *Chonetes*, *Orthis* (?) und namentlich *Spirifer Verneuili* weisen z. T. auf Oberdevon hin, wie solches ja längst

HOFEN-Festschrift. Berlin 1893. — FRECH, FR.: Über den Gebirgsbau des Tauros in seiner Bedeutung für die Beziehungen zu den europäischen und asiatischen Gebirgen. Sitzungsbericht d. K. Pr. Ak. d. Wiss. Ph.-math. Kl. Dez. 1912 — SCHAFFER, FRANZ: Zur Geotektonik des südöstl. Anatoliens. PETERM. Geogr. Mitt 47. Bd. 1901. VI. — SCHAFFER: Grundzüge des geol. Baus von Türkisch-Armenien und dem östl. Anatolien. PETERM. Mitt., 53. Bd., 1907, 7. — DAUS, HENNIG: Beiträge z. Kenntnis des marinen Miocäns in Kilikien und Nordsyrien. (Beitr. z. geol. Kenntnis v Anatolien, hrsg. v. F. FRECH. III. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXXVIII, 2. Heft, 1914, S. 429. — FRECH, FR.: Über d. geologisch-technische Beschaffenheit u. die Erdbebengefahr des Bagdadbahngebietes bis z. Euphrat. Als Manuskript gedruckt Frankfurt 1912. Referat im N. Jahrb. f. Min. 1913, I, S. 126.

[1]) AINSWORTH, W.: Researches in Assyria, Babylonia and Chaldaea London 1838. — RUSSEGGER, JOS.: Reisen in Europa, Asien und Afrika. Stuttgart 1841—48.

[2]) BLANCKENHORN, M.: Das marine Pliocän in Syrien. Sitzungsb. d. phys.-med. Soc. zu Erlangen. 1891.

aus der weitern nördlichen und westlichen Umgebung des Niederen[1]) und Hohen Tauros bekannt ist. Der Airantunnel durchschneidet Untersilur-Schiefer und Quarzite (Taf. XXIV).

Im westlichen Giaur dagh westlich Bagtsché tritt eine von SCHAFFER[2]) als „bunte Kalke und Mergel mit Hornstein" bezeichnete fossilarme Schichtenserie auf, die auf der internationalen geologischen Karte von Europa von BERG als triadisch aufgefaßt ist, nach Meinung BLANCKENHORNS aber eher dem tieferen Eocän (nach meinen Funden von eingefaltetem Nummulitenkalk wohl dem Mitteleocän) entspricht.

Das nördlichste Glied des Amanos, der hochaufragende Felsgipfel des Dül dül dagh, bildet eine nach S zu überkippte Falte und besteht aus fossilleeren Kalken, deren Alter ich nach Vergleich mit dem Tauros als unterkarbonisch ansehe. (SCHAFFER und KOBER vermuten Trias. Doch ist die Wahrscheinlichkeit dieser Annahme gering.)

Die Gebirgsgeschichte des Amanos verläuft ganz entsprechend der des Tauros und umfaßt nach SCHAFFER und meinen Studien[3]) drei Hauptfaltungsperioden[4]). Die erste intensive Faltung fällt in den Schluß des Paläozoikums oder in das Mesozoikum und betrifft demnach nur das alte, d. h. paläozische Gebirge. Die zweite „vortaurische oder antitaurische Faltung" ist vormiocän. wahrscheinlich oligocän. Ihr ging etwa im Obereocän die Intrusion der Gabbro- und Serpentinmassen in den Kalken und Schiefern der Oberkreide und des Untereocäns voraus. Die letzte, dritte, sogenannte „taurische Faltung" erfolgte zu Beginn des Pliocäns und bewirkte die starke Hebung der miocänen, marinen Kalke sowie Einbrüche an SO—NW-Bruchlinien vor der Transgression des Meeres der III. Mediterranstufe. Die Mittelpliocänschichten selbst sind dann in ihrer horizontalen Lagerung nicht mehr gestört worden.

[1]) BROILI: Geol. u. pal. Resultate der Dr. GROTHEschen Vorder-Asien Expedition. (H. GROTHE: Meine Vorderasienexpedition 1906/7, Bd. I. Leipzig 1911.) — GROTHE, HUGO: Meine Vorderasienexpedition 1906/7. Bd. I—II. Leipzig 1911—12.

[2]) SCHAFFER, FRANZ: Cilicia. Erg.-Heft z. PETERM. Mitt. Nr. 141. 1903.

[3]) FRECH, FR.: Über den Gebirgsbau des Tauros in seiner Bedeutung für die Beziehungen zu den europäischen und asiatischen Gebirgen. Sitzungsber. d. K. Pr. Ak. d. Wiss., Ph.-math. Cl. Dez. 1912.

[4]) SCHAFFER, FRANZ: Zur Geotektonik des südöstlichen Anatoliens PETERM. Geogr. Mitt. 47. Bd. 1901. VI. — SCHAFFER: Grundzüge des geol. Baus von Türkisch-Armenien und dem östl. Anatolien. PETERM. Mitt. 53. Bd. 1907, 7.

d) Der Gebirgsbau des Schollenlandes Syrien.

Syrien und Arabien gehören zur großen Saharatafel, deren morphologischer Charakter nicht durch Faltungen der Erdrinde, sondern durch Brüche bestimmt ist. die allein ihre Einförmigkeit unterbrechen. Die wichtigsten Bruchlinien hängen mit dem großen südnördlichen Bruchsystem zusammen, das den Osten Afrikas großenteils durchzieht, dort die Grabeneinbrüche des Nyassa- und Tanganjika Sees, des Natron-, Baringo-, Rudolf-, Stephanie-Sees und anderer langgestreckter Seen bedingt und im O des abessynischen Horsthochlands Afrikas Ostküste erreicht. Von hier an bildet der junge Graben des Roten Meeres, der Typus und gewaltigste aller Grabenbrüche der Erde, die Scheide zwischen der nordafrikanischen Saharamasse und Arabien, die in geologischer und geographischer Hinsicht einander verwandt sind und ursprünglich zusammengehangen haben.

Am Nordende des Roten Meeres erfolgt eine Gabelung des Hauptgrabens in zwei schmälere Teilgräben, den Golf von Suez, der die bisherige erythräische Richtung beibehält, und den Golf von Akaba, der nach N abgeht und den dreieckigen stehengebliebenen Horstkeil der Sinaihalbinsel im O umschließt. Das große, komplizierte syrische Bruchsystem mit Brüchen in S—N- und SSW—NNO-Richtung bildet die unmittelbare Fortsetzung des Akabagolfes und erstreckt sich durch ganz Syrien hindurch bis in die Randketten des kleinasiatischen Faltungsgebirges. Seinen prägnantesten Ausdruck findet es in der Bildung einer beiderseits von Randverwerfungen eingeschlossenen Grabenfurche, der zweittiefsten Furche im Antlitz der Erde, die am Toten Meer eine Depression von 392 m unter dem Meeresspiegel erreicht[1]. Dieser Hauptgraben. der ganz Syrien in einen westlichen und östlichen Teil zerlegt, beherrscht zusammen mit den zahlreichen, parallelen oder in spitzem Winkel von ihm ausgehenden, z. T. gegabelten Brüchen und einigen Querbrüchen in O—W- und SO—NW-Richtung die ganze Oberflächenkonfiguration des Landes. Die Einbrüche wurden begleitet von vulkanischen Eruptionen und Deckenergüssen, die der Grabenmitte oder den Seitenhorsten angehören; die Hauptbruchspalten sind verkeilt und daher eruptivfrei.

Die Entstehung großer bruchartiger Zerreißungen der Erdrinde erklärt man mit Spannungsdifferenzen bei der Kon-

[1] Nach Korvettenkapitän Jakobs ist die tiefste Furche, die Sohle des Tanganyikasees, stellenweise bis 1000 m unter den Spiegel des indischen Ozeans abgesunken. Vgl. O. E. Meyer: Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilageband 38. S. 856 u. 873.

traktion derselben[1]). An den Stellen größter Spannung klafft der Schichtenverband in der Krisis, der aber gewöhnlich eine mehr oder weniger leichte Aufwölbung oder Faltung der Sedimente in großem Maßstab vorangeht. Sind Lavanester in der Tiefe verborgen, so kann an der geöffneten Bruchspalte Magma emporgequetscht werden. Die Gebirgsbewegungen gingen vornehmlich von einem Zentrum oder wenigstens einer Richtung aus, und zwar in dem ostafrikanisch-arabisch-syrischen Bereich von Osten[2]). Von der Bruchzone aus nehmen die Meereshöhen in dem großen arabischen Senkungszirkus in der Richtung W—O bzw. SW—NO bis zum Tiefenzentrum des Perser Golfs hin ab.

Einen anderen großen, senkrecht zu dem ostafrikanisch-erythräischen verlaufenden Graben stellt der breite Golf von Aden dar, der wohl gleichzeitig mit dem Roten Meer einbrach und den Gewässern des Indischen Ozeans den Zugang zu jenem Becken eröffnete. Die durch diesen Einbruch bedingte Südküste Arabiens ist geologisch das Spiegelbild der Somaliküste mit der einen Ausnahme, daß jungvulkanische Ergüsse, abgesehen von der Gegend der Vereinigung der zwei großen Gräben zwischen Aden und dem abessynischen Hochland, der afrikanischen Küste fernbleiben, während sie uns an der Küste von Hadramaut auf Schritt und Tritt begegnen.

Die Geschichte des Roten Meeres hebt schon zur Miocänzeit an. Dagegen sind Jordantal und Totes Meer jünger als das Rote Meer oder dessen ursprüngliche Binnenseekette. Ihre Bildung fällt in den Anfang des Diluviums, während die Furche des Roten Meeres vielleicht schon zur Pliocänzeit bestanden hatte, allerdings ohne Meeresbedeckung. Eine direkte Wasserverbindung zwischen dem Golf von Akaba und dem Toten Meer war nie vorhanden. Dem widerspricht die nur aus Kreidegesteinen bestehende Schwelle im Wadi Araba. Die altdiluvialen Meeresablagerungen im S dieser Schwelle steigen nur bis zu + 30 m Meereshöhe empor, während die Wasserscheide an ihrem tiefsten Punkte + 250 m erreicht.

Suezgolf und Rotes Meer zeigen einen fortwährenden Wechsel der Tiefenmaxima. Eine Linie, welche die tiefsten Punkte des Suezgolfs in der Längserstreckung verbinden würde, ist eine ganz unregelmäßig auf- und absteigende Wellenkurve[3]).

---

[1]) Vgl. demgegenüber O. E. Meyer: Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Neues Jahrb. f. Mineralogie usw. Beilageband 38. S. 859 ff.

[2]) Banse: Der arabische Orient. (Orient II, Aus Natur und Geistesleben. Samml. wiss.-gemeinv. Darst.) Leipzig 1910.

[3]) Walther, Joh.: Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Abh. d. math.-phys. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss., XIV. Bd., 10.

Die Hypothese einer Kette von Seen, die durch Bodenschwellen getrennt waren, müßte also auch auf den Golf von Suez angewendet werden, wenn man einmal das heutige Relief zugrunde legen will. Die Flußerosion allein kann ohne Zuhilfenahme von Spaltenbildungen und lokalen Einbrüchen die vorhandenen Reliefformen nicht erklären.

Die Küstenformen der Ufer des Roten Meeres sind im einzelnen durch die Korallenriffe beeinflußt, welche die Schiffahrt dort recht gefährlich machen. Die ältesten Riffe sind mehr oder weniger disloziert und oft zu bedeutenden Höhen (bis zu 230 m und mehr) emporgehoben. Das hängt mit nachträglichen Verwerfungen während der älteren Diluvialzeit zusammen.

Der Westen Arabiens hat in seiner 1150 km langen Erstreckung einen im wesentlichen gleichartigen orographischen Charakter. Hinter der oft durch Korallenriffe abgesperrten Küste liegt der nirgends über 50 km breite, öde, z. T. sumpfige und dann fieberschwangere Küstenstrich, el-Tihama, genannt. Dann folgt das von verschlungenen Wadis tief durchfurchte, schwer ersteigbare Hochland in mehreren steilen Terrassen. An die höchste Kante schließt sich, manchmal durch eine dem Roten Meere parallele Bruchlinie vom eigentlichen Berglande, dem sogenannten Serat geschieden, ein unmerklich nach ONO geneigtes Plateau das nach O in die Sandwüste Innerarabiens übergeht. Die Höhen sind z. T. beträchtlich, namentlich im S und N. Die Berge von Yemen gipfeln z. T. noch über 3000 m.

Abgesehen von den weit verbreiteten jungvulkanischen Ergüssen gewährt die Provinz Hedschas geologisch ein ähnliches Bild wie das jenseits des erythräischen Grabens liegende östliche und südöstliche Ägypten. Im nordöstlichen Innern an der Hedschasbahn herrschen im Untergrund sedimentäre Formationen, im SW archäische kristalline Schiefer und alte Eruptivmassen. Unter ersteren spielt allerdings im Gegensatz zu Ägypten neben der Kreide und dem Eocän wahrscheinlich das Silur eine wichtige Rolle, während das in Ägypten und dem westlichen Sinai vertretene Karbon bis jetzt noch nicht nachgewiesen wurde. Von Tiefengesteinen ist wie in Ägypten Granit (reich an Quarzgängen) am meisten verbreitet; ultrabasische Gesteine wie Gabbro, Peridotit, Serpentin sollte man analog der ägyptischen Seite mehr im südöstlichen Teil erwarten. Echter Gabbro wurde tatsächlich in der Gegend von Tuwere an der Hedschasbahn bei km 1090 vorgefunden neben Melaphyrmandelstein[1]).

[1]) Fuchs, E.: Beitrag z. Petrographie Palästinas und der Hedschasprovinz. (Beiträge z. Paläontologie u. Geologie Palästinas, hrsg. von M. Blanckenhorn, III. N. Jahrb. f. Min.) 1915.

Am Aufbau des **Libanon** nehmen viele geologische Formationen teil[1]). Die älteste Ablagerung ist der jurassische Glandarienkalk, in einer Mächtigkeit von 2—400 m in den Tälern des mittleren und nördlichen Libanon weit verbreitet. Für die Kultur des Bodens ist als Wasserhorizont am wichtigsten der folgende Trigoniensandstein, der die Untere Kreide vertritt, eine ebenfalls 200—400 m mächtige Stufe. Das stärkste Glied (von etwa 1000 m) stellt der teils cenomane, teils turone Libanonkalkstein mit den kalkig-mergeligen, austernreichen *Buchiceras*-Schichten an seiner Basis dar. Den Abschluß der oberen Kreideformation bilden die Schichten des Senon mit weißem Kreidekalk und Feuerstein. Nur im südlichen, östlichen und nordwestlichen Libanon folgen darüber noch eocäne Nummulitenkalke (etwa 50 m). Aus der Miocänperiode sehen wir Grobkalke, reich an Korallen, Seeigeln, Pecten und Austern, an dem Aufbau des Libanons wie an den Gebirgsbewegungen teilnehmen, und zwar auf der Westseite von Beirut an über Tarabulus bis Arka.

Von Eruptivgesteinen spielen basaltische Gesteine in zwei verschiedenen Perioden eine Rolle, einmal in der Zeit der Bildung des Trigoniensandsteins, dann während des Pliocäns und älteren Diluviums in Verbindung mit den Gebirgsbewegungen.

Die Struktur des Libanon wird von zahlreichen Störungen in der Richtung SSW—NNO[2]) beherrscht.

Zwischen der Grabensenke des **Ghor** und der **Beka'a**, der Talsenke Cölesyrien, ragt die Scholle des **Dahar-el-Litani** oder Djebel-ed-Dahr, d. h. Rückenberg oder Bergrücken, als trennendes, zwischen Libanon und Hermon als verbindendes Zwischenglied empor. Sie scheidet das Flußsystem des Jordans von dem des Leontes[2]). Der Dahar-el-Litani ist eine Synkline zwischen Antiklinen im W und O und dürfte, nach Blanckenhorn, ebenso wie diese durch eine Art von „Faltung" entstanden sein. Nicht, wie Diener annahm, „ist das Ausmaß der Intensität jener mutmaßlichen tellurischen Bewegungen, welche Stücke der Erdrinde streifenförmig einsinken ließen, hier um ein Beträchtliches vermindert gewesen". Im Gegenteil soll nach Blankenhorn ein erhöhter, seitlicher Druck stattgefunden haben, der die Gebirgsschichten auf einen engeren Raum zusammenpreßte als im übrigen Syrien

---

[1]) Diener, C.: Die Strukturlinien des Jordanquellgebietes Sitzungsbericht d. k. Ak. d. Wiss. Wien, Oktober 1885.

[2]) Diener: Libanon, Grundlinien d. phys. Geogr. u. Geologie von Mittelsyrien. Wien 1886. — Ein Beitrag zur Kenntnis der syr. Kreidebildung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. XXXIX., 1887. — Blanckenhorn, M.: Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.

und so ein allzutiefes Einsinken von Schollen verhinderte. Die Scholle des Dahar-el-Litani ist ein eingeklemmtes, gerade durch erhöhten Druck festgehaltenes, im S und N durch Querabbrüche isoliertes Stück jenes langgestreckten Streifens, der im S und N tiefer einsank.

Zwischen den Bergkämmen des Libanon und Antilibanon ist die Beka'a mit einem Höhenunterschied von 1500—2200 m tief eingesenkt und bildet einen scharf gegen die Ränder abgegrenzten, 8—14 km breiten Graben von etwa 120 km Länge. Ihre Entwässerung erfolgt durch zwei Flußsysteme, den Leontes nach S und den Orontes oder Nahr-el-Asi nach N.

Im S endigt die Beka'a an dem ostwestlichen Querbruch von Djupp Djenin, der den Dahar-el-Litani abschließt; im N am See von Homs bei 492 m Meereshöhe.

Den Untergrund bilden, von der verbreiteten schweren, rotbraunen Erde abgesehen, mächtige Schotter oder Konglomerate von diluvialem Alter.

In tektonischer Beziehung stellt die Beka'a die nördliche Fortsetzung des größeren, mittleren Teils einer Mulde dar. Geht das schon aus dem Verhalten der Schichten am Ostabfall des Libanon und Westabhang des Antilibanon hervor, so wird es noch durch das Auftreten von Basalten bei Der-el-Ahmar und am Kamu at el-Hörmül bestätigt. Den beiden Hauptrandspalten sind kleine parallelrandige Schollenstreifen vorgelagert, so im O der Streifen von Ba'albek, der Senon und eocänen Nummulitenkalk (mit dem interessanten Steinbruch des alten Heliopolis) enthält.

Die Tektonik des Hermon ist noch keineswegs klargestellt, da die Angaben und Profildarstellungen von O. Fraas, Diener[1]) Nötling[2]) und Blanckenhorn[3]) einander widersprechen.

An das Massiv des Hermon schließt sich im NO der Antilibanon, ein allmählich an Breite zunehmendes, im Mittel 1300—1500 m hohes Plateau, das in eine ganze Zahl parallel nach NNO streichender Rücken aufgelöst erscheint.

Die erste Vorstufe gegen W ist die schmale Scholle von Medjdel Andjar-Breitan-Ba'albek, die durch Quertäler in mehrere getrennte Hügelgruppen zerlegt wird. Erst die zweite Schollenstufe stellt den Beginn des Gebirges dar, doch keilt sich dieser Rücken schon bei Breitan aus. Die dritte Scholle kul-

[1]) Diener, Carl: Libanon, Grundlinien der phys. Geogr. u. Geologie von Mittelsyrien. Wien 1886.

[2]) Nötling: Der Jura am Hermon. Stuttgart 1887.

[3]) Blanckenhorn, M.: Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.

miniert in dem zackigen Kamm des Djebel Zebdani (nach DIENER etwa 1800 m) und wird gegen die nächstfolgende durch eine wichtige Depression abgeschnitten. „Die vierte und fünfte Scholle“ (im Sinne DIENERS) „bilden den eigentlichen Hauptteil des Antilibanon oder Djebel-esch-Scherki, der als geschlossener Wall vom Durchbruch des Barada bis zum Einschnitt von Hasja, östlich Ribla, sich 30 km weit hinzieht und im wesentlichen ein breites Hochplateau darstellt, an dessen Randkanten die über das allgemeine Niveau hinausragenden Gipfel stehen“.

Tektonisch wurde der Antilibanon von DIENER als „wahrer Gegenflügel des Libanon, d. h. als echtes Horstgebirge mit wechselsinnigen Staffelsenkungen von einer axialen Mittelachse aus“ bezeichnet. Charakteristisch ist die Virgation, die fächerförmige Auflösung des Gebirges nach O in zahlreiche Züge. Sie bilden flache Antiklinen mit gleichmäßigem oder nach SO steilerem Einfallen heraus[1]).

Der im SW gelegene Knotenpunkt des ganzen Gebirgssystems, der Hermon, ist hervorgegangen aus einer (unter wesentlich einseitigem Druck von SO her) schief aufgerichteten Antikline, deren Steilheit nicht dem syrischen Graben, sondern der Senke von Damaskus zugekehrt war. Sie zerbarst in zahlreiche Schollen, die im NW an Spalten von geringer Sprunghöhe terrassenartig absanken.

Vom Hermon strahlen fünf mehr oder weniger deutlich erkennbare Antiklinen aus, die in ihrem NO-Verlauf an Breite zunehmen. Ohne Ausnahme ist zwischen sämtlichen Antiklinen jedesmal die Muldentiefenlinie aufgesprungen, so daß erstere stets durch eine Verwerfung getrennt erscheinen, während in den gewölbten Teilen ein Aufreißen nicht immer stattfand. Auf mehreren dieser Muldenspalten sind junge Eruptivmassen emporgedrungen.

Die drei nordwestlichen Antiklinen des Antilibanon zeigen einen ziemlich symmetrischen Aufbau: Die mittlere kann als die Achse des Gebirges bezeichnet werden. Sie besteht aus den relativ ältesten Sedimenten, dem cenoman-turonen Libanonkalkstein, während im W und O jüngere Kreide und Eocängesteine vorherrschen oder allein vorhanden sind. Die umgebenden Muldenspalten sind durch Basalteruptionen ausgezeichnet. Die beiden anschließenden Antiklinen im NW und SO sind in sich unsymmetrisch aufgebaut, sie verhalten sich aber zueinander wie Spiegelbilder. Ihre höchste Aufwölbung ist der Mittelachse

---

[1]) DIENER, CARL: Libanon, Grundlinien d. physik. Geogr. u. Geologie von Mittelsyrien. Wien 1886. — BLANCKENHORN, M.: Die Strukturlinien Syriens u. d. Roten Meeres. RICHTHOFEN-Festschrift, Berlin 1893.

genähert, d. h. der an die Achsenantikline anstoßende innere Flügel ist in beiden seitlichen Antiklinen schmal und ungebrochen. Schon dieser symmetrische Aufbau des größten Teils des eigentlichen Antilibanon beweist nach BLANCKENHORN die Unmöglichkeit der DIENERschen Hypothese einer einzigen, großen beulenförmigen Wölbung, die den Libanon und Antilibanon zusammen umfaßt habe. Die Beschaffenheit des Westabfalls des Antilibanon, die Erhaltung des Westflügels der mittleren Antikline, das Vorhandensein einer ganzen Antikline auf dem sanften Westabfall mit relativ breitem Westflügel, ferner auch die Beobachtung, daß gerade die Scheitel der Sättel höchst selten geborsten sind: alles das verträgt sich nach BLANCKENHORN nicht mit der aus jener Theorie gezogenen Folgerung, daß der Einbruch der Beka'a an Stelle der höchsten Aufwölbung, im Scheitel eines großen Sattels erfolgt sei.

Das Gebiet zwischen der Ghuta im S und dem großen Wüstenbecken zwischen Homs und Palmyra im N wird von drei getrennten SW—NO streichenden Ketten durchzogen, die gegen O etwas auseinandertreten. Sie führen die Namen Djebel el-Gharbi (= das westliche Gebirge), el-Wustani (= das mittlere) und Djebel esch-Scherki (= das östliche Gebirge).

In tektonischer Beziehung sind der Djebel el-Gharbi und Wustani die Fortsetzung der äußersten Parallelstufen des Antilibanon, während der Djebel esch-Scherki als selbständige Antikline hinzutritt. Wie bei den Gebirgszügen des Antilibanon, setzt auch hier die weiße Senonkreide den Fuß, der Eocänkalk die Gipfelkämme zusammen. Die einzelnen Schollen und Hügelzüge werden von geradlinigen Brüchen, meist Muldenspalten, getrennt, die ebenfalls im O rutenförmig divergieren. Mehrfach erkennt man die Spuren dieser Bruchlinien im Auftreten von jungen Eruptivgesteinen, Schwefelthermen und Fumarolen.

BLANCKENHORN zieht aus allen Tatsachen den Schluß, daß die Ursachen, welche die vorübergehende Ablenkung der Strukturlinien Syriens aus ihrer ursprünglichen meridionalen Richtung bewirken, im nördlichsten Teil Mittelsyriens nicht mehr in dem Maße vohanden waren, und daß deshalb die Erdkruste wieder in ihre frühere Neigung, meridional zu spalten, zurückkehrte. Die Ursache ist also in Mittelsyrien selbst zu suchen, und BLANCKENHORN findet sie einerseits in dem Vorhandensein eines relativ hohen Festlandes, eines Hochplateaus an Stelle des heutigen mittleren und nördlichen Libanon zur Zeit des Einreißens der Spalten, andererseits in der Entstehung der großen, vulkanerfüllten Senke im SO von Mittelsyrien. Von letzterer ging der einseitige Druck aus, und jenes Massiv bildete das störende Widerlager.

Mit dem stärkeren Widerstand der Libanonmasse im W gegenüber den Einbrüchen hing wohl auch die Schaukelbewegung der beiden großen Horstmassen im O und W des Syrischen Grabens zusammen, die wir in der Breite des Hermon wahrnehmen. Von Akaba bis zum Jordanquellgebiet herrscht die Regel, daß die Ostseite ältere Schichten aufweist als die westliche. Von da an dreht sich das Altersverhältnis um und bleibt so bis zum äußersten N-Ende des Syrischen Grabens.

10. Zur Kenntnis der Erdbeben in Anatolien.

Kleinasien ist — ebenso wie Syrien und Hocharmenien — seit jeher der Schauplatz zahlreicher Erdbeben gewesen. Weissmantel verdanken wir eine Übersicht der Erdbeben des nördlichen und westlichen Kleinasien. Es werden zunächst Ost-West-Zonen unterschieden, die großen Grabenbrüchen entsprechen: Die Zone von Ismid-Sabandja, die sich von Kyzikos aus durch die Bucht von Gemlik über Nikaea ins Land hinein erstreckt, weiter die Linien des Gediz-tschai und des Mäander. Zwischen dem Bosporus und der Dardanellenstraße ziehen zwei dem Einbruch der Propontis entsprechende Linien. Auch zwei große litorale Schütterzonen, deren eine etwa der lykischen Küste folgt, während die andere die Sporaden von Mytilene über Samos bis Rhodos umfaßt, sind in der Weissmantelschen Abhandlung verzeichnet. Bei einer Erweiterung des Überblickes gegen Osten[1]) ergibt sich, daß im Laufe der Jahrhunderte auch die Städte der kilikischen Küstenregion nicht eben selten von Erschütterungen der Erdrinde betroffen wurden und daß eine sehr bewegliche seismische Zone der Linie Antiocheia (Antakiye) — Aleppo — Urfa — Diarbekir entspricht. Es kommt hier sowohl der syrische Graben wie das in nördlicher wie nordöstlicher Richtung die nordsyrische Wüste durchziehende Bruchbündel (s. o.) als Ursache in Betracht.

Viel weiter nördlich hat das Einbruchsgebiet des Wansees starke Beben erfahren. Im Jahre 1859 wurde ein Drittel von Erzerum durch ein heftiges Erdbeben zerstört, bei welchem viele hundert Menschen das Leben einbüßten. Gleichzeitig wanderten die Stöße am unteren Laufe des Kur und des Araxes. Kars steht auf ebenso unsicherem Boden wie Erzerum. Der Araxesgraben zwischen dem Ararat und dem paläozoischen Gebirge im Süden des Goktschasees hat seit Menschengedenken

[1]) E. Naumann, Vom Goldenen Horn zu den Quellen des Euphrat. S. 371.

eine lange Reihe der heftigsten Erschütterungen zu verzeichnen, wie ich im Herbst 1897 an den zerstörten Gebäuden von Eriwan und Nachitschewan beobachten konnte.

Auch zahlreiche Städte des kleinasiatischen Hochlandes wissen von heftigen Erdbeben zu erzählen, doch hält es hier vorderhand noch schwer, die Verbreitung der seismischen Erscheinungen klar zu legen.

Die Binnenseen im südwestlichen Anatolien beruhen auf tektonischen Einbrüchen, die im wesentlichen derselben Zeit, wie die Küstenbrüche, angehören. Diese tektonischen Randseen d. h. die Seen von Egerdir, Beyschehir[1]) und Soghla sind süß, die zentralen, alte Wannen erfüllenden Seen sind dagegen salzig. Diese anatolischen Salze stammen nicht aus der säkularen Zersetzung verschiedenartiger Gesteine, sondern sind lediglich aus salz- und gipsführendem Obermiocaen ausgewaschen. Dieselbe Entwickelung läßt sich bis nach Hocharmenien und Persien verfolgen. Am Araxes, bei Nachitschewan, werden sarmatische Salzlager abgebaut. Aus Persien erwähnt MORGAN die weite Verbreitung des gipsführenden Miocän sowie die brakische Beschaffenheit vieler Bäche, welche in Salzseen münden.

Sehr wesentlich für die Frage der Entstehungszeit der Küstenbrüche ist die Fortdauer der anatolischen Erdbeben in heftiger Form. Bekanntlich steht die Häufigkeit und Intensität der Beben in direkter Abhängigkeit von der Zeit ihrer Entstehung. Anatolien umfaßt nun erdbebensichere Gebiete — die große zentrale Hochfläche mit ihren salzigen Wannenseen, ferner Teile der tertiären Gebirgsketten, — welche besonders im Süden und Norden die Hochfläche einschließen und in mittel- bis jungtertiärer Zeit entstanden sind. Hier kommen, sobald wir uns von den Küsten und den Grabentälern entfernen, nur ungefährliche Erderschütterungen vor, die wohl meist als Ausstrahlungen der Bewegungen an den Randbrüchen dauernd stattfinden, z. T. vielleicht auch als die allerletzten Ausläufer der Faltung aufzufassen sind.

Durch zerstörende Zuckungen des Felsgerüstes der Erde sind dagegen besonders die durch geologisch junge Absenkungen gebildeten Küsten und Bruchgebiete ausgezeichnet. Eines der letzten großen Beben (das vom Juli 1912) hat seinen Ursprung in der die Nordwest- und Nordküste des Marmara-Meeres bildenden Bruchzone, das Beben von 1895 wurde in Konstantinopel und dem Osten und

[1]) Von dem die Bewässerungsanlagen der Konia-Ebene ausgehen.

Südosten der propontischen Küste, besonders auf der bithynischen Halbinsel beobachtet.

Von den Küsten schneiden einfache und vor allem Grabenbrüche in das Innere des Landes ein, die ebenfalls jüngeren Ursprungs und somit stark erdbebengefährlich sind. Die Buchten von Ismid und Mudania, welche in ostwestlicher Richtung einschneiden und in Landseen fortsetzen, sind ebenso reich an Erderschütterungen wie die Täler des Hermos und Mäander, die in gleicher Richtung, aber geringerer Regelmäßigkeit von der Westküste ausgehen. Ähnliche Entstehung und Gefährdung zeigt das schmale westöstliche Längstal, in dem die neue Zweiglinie der anatolischen Bahn von Ada-Basar nach Boli geführt werden soll. Die großen nordsüdlich verlaufenden Einbruchsseen im westlichen Kleinasien wie Egerdir- und Beyschehir-göl werden noch häufig erschüttert. Das letzte ziemlich heftige Beben von Isparta (Herbst 1914) gehört diesem Gebiete an.

Nordsüdliche Richtung besitzen ebenfalls die Ausläufer des großen syrischen (oder vorderasiatisch - afrikanischen) Bruchsystems, welche in die südlichen Ketten des taurischen Gebirgssystems einschneiden. Diesen ausgedehnten Grabenbrüchen entsprechen die Erdbeben, die in vorhistorischer Zeit Sodom und Gomorrha und am Ausgange des Altertums die blühende Großstadt Antiochia verwüstet haben.

Die Feststellung der Verbreitungsgrenzen der zerstörenden Erdbeben war für die Bauausführung der Bagdadbahn wichtig, welche hier zuerst die Ketten des Tauros, sodann den Amanos und das Kurdengebirge durchschneidet.

Bei dem Fehlen historischer Nachrichten hängt die Feststellung des Verbreitungsgebietes der Erdbeben von der Untersuchung der jüngsten quartären Schotterterrassen sowie der mittelalterlichen und antiken Baudenkmäler ab.

Vor dem Erdbeben von 1822, durch das Aleppo[1]) mehr als die Hälfte ihrer Einwohner verlor, nahm die Stadt an Zahl der Bevölkerung die dritte Stelle im türkischen Reich ein. Seine größte Blütezeit erlebte Aleppo allerdings vor der Entdeckung des Seewegs nach Indien.

Die Frage des Erdbebenschutzes von Gebäuden und Eisenbahnbauten. Für den Schutz gegen die Folgen seismischer Umwälzungen kommen verschiedene Gesichtspunkte in Betracht. Bei Aleppo muß der Ingenieur und Geologe

[1]) R. Oberhummer u. Zimmerer: Durch Syrien und Kleinasien. S. 98/99.

gleichzeitig auf den Einsturz der Gebäude und auf die Feuersgefahr Rücksicht nehmen.

Im Bereich der Karasu-Ebene in Nordsyrien handelt es sich wesentlich um Tunnels und Viadukte.

Dem Ideal eines bebensicheren Hauses würden die japanischen Wohnstätten mit ihrem aus leichtem Rahmen ausgeführtem Fachwerk und ihren verstellbaren Wänden entsprechen. Einem italienischen Abgeordneten scheint auch etwas derartiges vorzuschweben, wenn er für den Wiederaufbau Messinas einstöckige Häuser fordert, die dann auch tatsächlich hergestellt worden sind.

Ferner sind die Erfahrungen zu berücksichtigen, die man in den durch Bergschäden bedrohten Gebieten Deutschlands und vor allem bei dem großen Erdbeben von San Francisco gemacht hat. Hier sind die in Stahlfachwerk ausgeführten Wolkenkratzer infolge der federnden Elastizität ihres Baumaterials im wesentlichen unversehrt geblieben und nur der später ausbrechenden Feuersbrunst zum Opfer gefallen.

Auch in deutschen Bergwerksgegenden, wo Einstürze über abgebauten Strecken möglich sind, werden bebensichere Stahlfachwerkbauten ausgeführt, so z. B. auf dem Bahnhof Morgenroth in Oberschlesien.

Wenn große mehrstöckige Gebäude in federndem Stahlgerüst, d. h. in armiertem Eisenbeton ausgeführt werden, so wird damit die Hauptgefahr beseitigt sein. Im Jahre 1908 scheint die annähernd vollständige Zerstörung der meisten Messiner Häuser durch dieselben Gründe hervorgerufen zu sein, die Goethe schon im Jahre 1788 erkannt hattte. Damals hatte man an die aus soliden Quadern hergestellten Fassaden den Hauptteil der Gebäude aus gerundeten Rollsteinen angefügt, die durch schlechten Mörtel verbunden waren.

Vereinzelte Gebäude sind dagegen von 1908 auch in Messina aus Eisenfachwerk erbaut und das Füllmaterial aus Backstein wurde durch Drähte geschützt.

Über erdbebensichere Herstellung von Eisenbahnviadukten und die hierfür notwendigen Berechnungen gibt es in der Literatur nur spärliche Mitteilungen.

Als einziges Ergebnis des Literaturstudiums blieb eine verhältnismäßig kurze Mitteilung des japanischen Seismologen Omori[1]) übrig, die über bebensichere Viadukte in Formosa handelt. Formosa ist wegen der Stärke seiner Erdbeben

[1]) On the Seismic Stability of the Piers of the Naisha-gawa Railway Bridge, Formosa.

berüchtigt und ein dort als sicher anerkanntes Bauwerk würde somit auch in der immerhin weniger stark seismischen Region Nordsyriens standhalten.

Es handelt sich in den etwas zahlreicheren amerikanischen Beschreibungen meist um Bauten, die erst nach den großen Beben von San Francisco, Valparaiso und Jamaica ausgeführt worden sind und die ihre Bebensicherheit daher erst noch zu erweisen haben.

Nur zwei Hinweise betreffen die Erfahrungen an armierten Betonbauten („reinforced concrete buildings"), die das Erdbeben von San Francisco überdauert haben. In dem Universitätsgebäude der Stanford University bei San Francisco war das aus armiertem Beton ausgeführte Zentrum im wesentlichen nach dem Erdbeben unbeschädigt: mit ein paar tausend Dollar waren alle Risse repariert. Dagegen wurden die beiden aus Ziegelmauerwerk ausgeführten Flügel desselben Gebäudes zu mehr als 50 Proz. beschädigt.

Trotz der großen Zahl historischer Notizen läßt sich aus den Angaben über anatolische Erdbeben nur eines mit voller Sicherheit herauslesen, das ist die Abhängigkeit der seismischen Vorgänge von dem vorwiegend jungen Bruchsystem.

Andererseits ist in Anatolien die Beeinflussuug der Formen der Baukunst durch die zahlreichen Erdbeben am Ausgange des Altertums unverkennbar. In einer vorwiegend auf archäologischen und historischen Daten fußenden Untersuchung[1] bin ich zu folgenden Ergebnissen gelangt:

1. Der Sieg des Kuppelbaus über den bisher herrschenden Basilikastil breitet sich — unterstützt durch mannigfache Einflüsse der allgemeinen Kulturentwickelung — während des fünften Jahrhunderts unserer Zeitrechnung allmählich vor und entscheidet sich im sechsten Jahrhundert unmittelbar nach einer Periode zerstörender Erdbeben.
2. Die Hagia Sophia, das hervorragendste Denkmal des Kuppelbaus und der Ausgestaltung der Innenarchitektur überhaupt hat trotz geologisch ungünstigen Untergrundes fast anderthalb Jahrtausende überdauert, während in geringer Entfernung die Stadtmauer von Stambul stark durch Erdbeben gelitten hat.
3. Ein Hinweis auf die Beinflussung der Bauausführung durch Erdbebensicherung findet sich für den Justinians-Aquädukt bei Konstantinopel in den Werken von Forchheimer und Strzygowski.

---

[1]) Jahrbuch d. Naturwissenschaften, herausgegeben von Abderhalden. Berlin 1913.

11. Gebirgsbau und Vulkanismus Anatoliens in seinen Beziehungen zu Ost und West.

a) Vergleich des Tauros mit den armenischen und südiranischen Gebirgen.

Die eingehende Kenntnis des taurischen Gebirgsbaus, welche uns durch die tief eingreifenden Erosionsschluchten vermittelt wird, macht dieses Gebirge zum Ausgangspunkt weiterer Vergleichungen und gestattet eine schärfere Definition seiner Stellung in den Gebirgssystemen Europas und Asiens.

Eine Reihe bezeichnender Züge sind den südanatolischen und den südiranischen Gebirgszügen gemeinsam:

1. Die Abnahme der Höhe und des geologischen Alters der Grenzgebirge von innen nach außen. Der kappadokische, bis 3600 m hohe Tauros besteht z. B. ebenso aus paläozoischen Schichten wie der bis 5000 m hohe Ochtoran kuh bei Hamadan in Südwestpersien; nach außen folgt dann eine vorwiegend aus Kreidekalk bestehende Zone, während das Tertiär auf der Grenze von Gebirge und Ebene verschiedenartig gebaut ist. In den persischen Grenzgebirgen ist das Tertiär gefaltet, am Taurosabhang dagegen schwächer disloziert.

2. Die Übereinstimmung der sedimentären Schichtenfolge der südlichen Grenzketten. Im Hohen und Niederen Tauros reicht das Paläozoikum aufwärts bis zum Unterkarbon, in der südpersischen Kette etwas höher (Oberkarbon); es wird hier wie dort von der mit der Mittelkreide beginnenden und fast ununterbrochen bis zum marinen Eocän reichenden Schichtenfolge überlagert. Das folgende Miocän ist in Kilikien marin (II. Mediterranstufe), in Luristan kontinental (mit mächtigen Gipsschichten) entwickelt.

3. Die Randketten enthalten keine Andeutung jüngerer Eruptivgesteine. Dagegen sind die der eigentlichen Hochfläche aufgesetzten jüngeren (rezenten) Vulkankegel in Anatolien (Lykaonien) und Iran gleichartig entwickelt: der Argäos (3850 m) entspricht auch ungefähr in der Höhe dem Sehend (4000 m) und Sawalan (4820 m).

Abweichend von dem eigentlichen Tauros (und Antitauros) ist dagegen die bedeutende Breitenentwickelung der in großer Gleichförmigkeit Hunderte von Kilometern weit dahinstreichenden

lurischen Ketten,[1]) deren Gleichartigkeit und langsame Abnahme der Faltungsintensität nach außen in gewissem Sinne an den Faltenjura und die Appalachien erinnert. Doch bedingt das Fehlen von Überschiebungen und die Häufigkeit streichender vertikaler Verwerfungen einen erheblichen Unterschied gegenüber dem Faltungstypus des Jura. Das Fehlen der Überschiebungen erinnert wieder an Tauros und Amanos.

Der Umstand, daß auf den zahlreichen streichenden Verwerfungen der aus stehenden — flachen oder steilen — Falten zusammengesetzten lurischen Ketten die Eruptivbildungen fehlen, ist beweisend für den oberflächlichen, mit der Faltung zusammenhängenden Charakter dieser Brüche. Ganz anderer Art dürften die Dislokationen sein, auf denen die mächtigen Vulkane der lykaonischen und iranischen Hochfläche aufsitzen. Daß es sich um Brüche handelt, geht aus den zahlreichen, auch oberflächlich hervortretenden Dislokationen hervor, welche das armenische Hochland zwischen Iran und Lykaonien in Schollen zerschneiden. In diesem stark verworfenen armenischen Hochland erreicht daher auch die ältere wie die neuere vulkanisehe Tätigkeit — letztere z. B. im Ararat und Alagös — ihren Höhepunkt. Es handelt sich wahrscheinlich um den von den großen Randbrüchen ausgehenden Typus der Zerrungsbrüche, die am bedeutsamsten in Ostasien und Westamerika entwickelt sind und auch dort große Vulkane tragen.

Nur bei einer äußerlichen Betrachtung bildet der kilikische Tauros den Übergang zwischen den griechischen Hochgebirgen und dem das iranische Hochland im Süden begrenzenden Zagrosketten. Die nördliche kappadokische Zone leitet dagegen zweifellos zu den Araxesketten und weiter zu den nordpersischen Gebirgen hinüber. Auch in der Schichtenfolge ist diese Beziehung der beiden Teile des Tauros unverkennbar. Die Unabhängigkeit der paläozoischen (oder kappadokischen) Gesteine von den jüngeren kilikischen ergibt sich nicht nur aus der deutlichen Diskordanz, deren Faltungsvorgänge dem jüngsten Paläozoikum oder der älteren mesozoischen Zeit angehören, sondern vor allem auch aus der Faltungsrichtung. Die paläozoischen Klippen in Kilikien zeigen rein meridionale oder NNO-Richtung d. h. eine in den jüngeren Gesteinen niemals vorkommende Orientierung. Nur lokal — zwischen Tosun Ali und Ak köprü — sind auch ältere Gesteine in eine ostnordöstliche bis Ostrichtung umgebogen. Im allgemeinen weist die

[1]) J. de Morgan: Mission scientifique en Perse. III. 1. (Etudes Géologiques. Mit 30 Taf. und Fig. 1–36. Paris 1905.)

Streichrichtung der paläozoischen Sedimente auf alte nach Hocharmenien hinüber streichende Gebirgsketten. Andererseits ist die Verschiedenheit von den Hochgebirgen Ostgriechenlands recht erheblich; denn hier haben wir es vor allem mit einer vollständig entwickelten mesozoischen Serie (Oberkarbon oder Dyas bis Unterkreide) zu tun, deren Ablagerungen im Tauros gänzlich fehlen. Diese bedeutende Lückenhaftigkeit ist einer der auffallendsten Züge des taurischen Systems: Nahm man doch bisher an, daß die jungen Hochgebirge sich von älteren Rumpfgebirgen durch die Vollständigkeit der geologischen Überlieferung unterscheiden. Der Tauros bildet also in seiner geologischen Überlieferung ein Ding für sich. In allen übrigen Merkmalen des Gebirgssystems sind die Beziehungen zu den asiatischen Hochgebirgen des Himalaya-Typus unverkennbar, während im Vergleich mit der Entwickelung alpiner und hellenischer Gebirge fast nur Verschiedenheiten vorhanden sind:

1. Zunächst ist die Bewegung der jüngeren Faltung wie in den südiranischen Gebirgen und dem Himalaya nach Süden gewandt. Die Konkavität der Gebirgsbögen richtet sich nordwärts, wo ein älteres Massiv den Kern für die Umlagerung durch jüngere Ketten bildet. In all den genannten asiatischen Gebirgen finden sich demnach Absätze älterer Perioden im Norden; nach Süden zu schließen sich i. a. immer jüngere Formationen an.

2. Auch die Ausgestaltung der Faltung selbst ist im Tauros der Himalaya-Entwickelung genähert. Wie die schönen Photographien Griesbachs zeigen, haben wir es im Himalaya vorwiegend mit stehenden aufgerichteten Falten, nur selten z. B. am Mamrang-Paß mit überkippten Sätteln, niemals aber mit großen Überschiebungen[1]) zu tun. Das Gleiche gilt für das taurische Gebirgssystem. In der kappadokischen Zone konnte ich überhaupt nur steilstehende, eng zusammengedrängte Falten beobachten, und zwar zeigt die Tiefe der Tschakitschlucht genau das gleiche tektonische Bild wie die Gipfel und Kämme im Bulgar-, Giaur-, und Karendja dagh. Nur im Amanos ist die Haupterhebung des großen Dül-Dül durch eine südwärts überkippte steile Falte ausgezeichnet, die dem bekannten von E. Suess wiedergegebenen Bilde des Mamrang Passes in Kaschmir gleicht; hier wie dort fehlen wirkliche Überschiebungen vollkommen.

Von den Überschiebungs-Phänomenen des alpinen Baus ist

[1]) Die Deutung der tibetischen Klippen als Überschiebungsklippen wird von C. Diener auf Grund sorgfältiger Untersuchung des Gebirges abgelehnt.

demnach weder im Amanos noch im Tauros eine Spur wahrzunehmen. Die Reihenfolge der Formationen ist vielmehr durchweg normal: Je tiefer man in die eingerissenen Erosionsschluchten hinabsteigt, um so höher wird das Alter der aufgeschlossenen Schichten. Das Vorkommen des Eocän am Fuße des Bulgar dagh beruht auf der eocänen Trangression, deren Reste von Kaisarié bis Hocharmenien und dann noch weiter östlich reichten.

Auch das Verhalten der jüngeren Eruptivgesteine im taurischen System ist durchaus eigenartig. Zwar liegt die Serie der innertaurischen Vulkane zwischen dem Argäos und Kara dagh auf der konkaven Seite des Gebirges und erinnert somit bei oberflächlicher Betrachtung an das Verhältnis zwischen kampanischen und latinischen Vulkanen einerseits und den Apenninen andererseits. Doch ist die Ähnlichkeit rein äußerlich, denn die italienischen Vulkane liegen am Rande des großen tyrrhenischen Senkungsfeldes, während die lykaonischen Vulkane etwa die Grenze der ungebrochenen anatolischen Masse und der taurischen Faltenketten bezeichnen. Die alten silurischen Porphyrite der Kappadokischen Zone zeigen nur in der zentralen Erhebung des Tauros starke Faltungsphänomene, während nördlich und südlich kaum eine tektonische Einwirkung sichtbar ist.

Daß auf der Südseite das taurische Gebirgssystem an die uralte indoafrikanische Tafel angrenzt, dürfte die Lückenhaftigkeit seiner mesozoischen Altersfolge erklärlich machen: ist doch gerade die indoafrikanische Masse durch die Kontinental-Entwickelung des größten Teiles der mesozoischen Ära gekennzeichnet.

Auch in der jüngsten geologischen Vergangenheit macht sich das Eingreifen des meridionalen Bruch-Systems geltend. Bis Marasch reicht die nördliche Fortsetzung des großen syrischen Grabens und nur der südliche Teil des taurischen Systems wird noch von den Ausläufern der syrischen Erdbeben erreicht.

Fassen wir zusammen: die Gesamtentwickelung des Gebirgsbaus erinnert im Tauros an die jüngeren asiatischen Hochgebirge, während sowohl gegenüber den Alpen wie gegenüber Griechenland eine ausgeprägte Verschiedenheit besteht. Abgesehen von dem Fehlen von Überschiebungen sind sowohl die griechischen wie die alpinen Gebirgsketten durch vollständige Entwickelung der mesozoischen Serie, insbesondere der Trias gekennzeichnet, deren Auffindung im Himalaya stets als wichtige Übereinstimmung des höchsten europäischen und des höchsten asiatischen Gebirges angesehen wurde. Die Lückenhaftigkeit der geologischen Überlieferung, die im Tauros durch unzweideutige versteinerungsreiche Aufschlüsse gewährleistet wird, verleiht somit diesem Hochgebirge einen eigentümlichen Charakter, der um so auffälliger ist, als

am westlichen und östlichen Ende des eurasiatischen Gebirgssystems die mesozoische Formationsreihe vollständig entwickelt ist. Abgesehen von dieser Eigenart gehört das taurische System auch tektonisch zu Asien: nur z. T. machen sich afrikanische Anklänge in den meridionalen Brüchen geltend. Etwaige Beziehungen zu den hellenischen Gebirgen sind nur an der Küste — in Lykien oder im südwestlichen Kilikien — nicht aber im Taurischen Hochgebirge zu erwarten.

Der Tauros verbindet somit in seinen zwei nördlichen Zonen Elemente nord- und südiranischen Ursprungs:

1. Der die Fortsetzung des kappadokischen Tauros bildende niedrigere „Antitauros“ streicht über den Paß von Deliklü-tasch (südl. des Halys, an der Straße Samsun-Malatia) nach ONO weiter, bis seine Fortsetzung unter den weit ausgedehnten jüngeren Vulkanbildungen Hocharmeniens und Kurdistans verschwindet. Doch ist die Übereinstimmung der devonischen und altkarbonischen Kalke in den Araxesketten einerseits, dem Hohen und Niederen Tauros andererseits so ausgeprägt, daß ein unmittelbarer Zusammenhang außer Frage steht. (p. 244 ff.)

2. Das gleiche gilt für die Kreidekalke des kilikischen Tauros und die gleichartige im südlichen Antitauros (Bimbogha dagh) von Broili sowie viel weiter in Luristan (von Douvillé) nachgewiesene Fortsetzung. Während sonst in Asien nördliche und südliche Faltungsketten getrennt bleiben, vereinigen sich im Tauros diese älteren und jüngeren Elemente zu einem einheitlichen Gebirgszug.

3. Dieser Eigenart des Tauros steht eine ausgeprägte Übereinstimmung mit den übrigen asiatischen Gebirgen gegenüber. Ein Blick auf die Karte zeigt vom Himalaya an die nach Süden gerichtete Konvexität der großen Faltungszüge und die Übereinstimmung des Taurosbogens mit dieser Tendenz der Faltung. Dagegen ist — von einigen Ausnahmen abgesehen, — in den europäischen Gebirgssystemen die nach Norden orientierte Tendenz der Faltung ebenso unverkennbar. Während im eigentlichen Tauros die älteren Gesteine einen aus steilen, meist senkrechten, gedrängt stehenden Falten bestehenden Aufbau zeigen, ist im Amanos (oder Giaur dagh) die südwärts gerichtete Faltungstendenz unverkennbar. Der rd. 2300 m hohe, von mir zuerst bestiegene und untersuchte Dül dül dagh, der Kulminationspunkt des Gebirges südlich vom Djihan besteht aus einer nach Süden überkippten (d. h. nach Süd gefalteten) Antikline paläozoischer Kalke. Also zeigt der Tauros im gesamten Verlauf seiner Ketten und der südlichen Tendenz seiner Faltungszonen seine tektonische Zugehörigkeit zu Asien.

b) Beziehungen des Tauros zu den west- und nordanatolischen Gebirgen.

1. Die beiden, durch eine bedeutende Diskordanz getrennten stratigraphischen Hauptgruppen des Tauros entsprechen zwei verschiedenen in abweichender Richtung ostwärts streichenden Gebirgssystemen. Die paläozoische vom Silur bis Kohlenkalk reichende Hauptzone des kappadokischen Tauros streicht in nordöstlicher Richtung durch Hocharmenien nach dem Südufer des Kaspi und bildet weiterhin den Hauptteil der Faltungszonen der nördlichen Iranischen Ketten.

2. Die aus Oberkreide und Nummulitenkalk bestehende jüngere Schichtenmasse des Kilikischen Tauros findet ihre Fortsetzung zunächst in den Gebirgen des Niederen (sogenannten Anti-) Tauros, beschreibt dann in der Gegend des Euphrat-Durchbruches einen flachen Bogen, setzt nach Südost fort und bildet die Gebirgszonen im Süden des Iranischen Hochlandes.

3. Die westanatolische Fortsetzung der Tauriden geht nirgends in die griechischen Faltungszonen, in das ostägäische Gebirge PHILIPPSONS über, dessen Schichtenfolge fast genau der gewaltigen Unterbrechung der taurischen Formationen entspricht.

Im Königreich Hellas, auf den griechischen Inseln und im westlichen Kleinasien umfassen dagegen die sedimentären Hüllschichten der Zentralmassive jüngeres Paläozoikum vom Oberkarbon aufwärts, Trias, Jura und Unterkreide d. h. alle im Tauros fehlenden Formationen.

4. Auch an der Südküste des Pontus fehlt ein Zusammenhang der europäischen und asiatischen Faltungsketten, da an Stelle des früher angenommenen ostpontischen „Bogens“ eine Plateauscholle ausgebildet ist. Der in der Mitte des Schwarzen Meeres angenommene Zusammenhang zwischen der alten Rumpfscholle der Dobrudscha oder dem Balkan einerseits, dem Kaukasus andererseits steht ebenfalls im Widerspruch mit den stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen.

5. Ein direktes Übergehen der asiatischen in die europäischen Faltungsgebirge ist weder in Anatolien, noch im pontischen Gebiet nachweisbar. Der Begriff der „eurasiatischen“ Faltungsgebirge kann daher nicht als Bezeichnung einheitlicher, die Kontinente verknüpfender Gebirgszonen aufrecht erhalten werden. Es besteht nur eine gewisse Übereinstimmung in den Entstehungszeiten der Faltung in Europa und Vorderasien.

6. Auch in der Entwickelung der jüngeren, den Hauptfaltungszügen aufgesetzten Vulkane sind die Gebirge Hochar-

meniens, Anatoliens und des Kaukasus von den in Europa bekannten Vulkantypen verschieden. Während ältere Granite und alttertiäre grüne Intrusivgesteine außer der Mineralführung (Chromit) keine Besonderheiten darbieten, erinnert die Mächtigkeit der mitteltertiären Massenergüsse, die besonders den Norden von Mysien bis Trapezunt und weiterhin das russische Transkaukasien bedecken, an westamerikanische Verhältnisse. Besonders eigenartig sind die jungen sehr hohen Aschenkegel, die sich im Inneren Anatoliens (vom Hassan dagh und Argäos) bis Hocharmenien (Ararat mit Alagös), dem westlichen und nördlichen Persien (Sehend, Schahi, Demawend) und dem Kaukasus (Kasbek, Elbrus) verbreiten. Während in den europäischen Gebirgen Senkungsgebiete und junge Vulkane an der Innenseite der Faltungsgebirge auftreten, erscheinen sie hier den älteren und jüngeren Faltungszonen aufgesetzt. Nun erstreckt sich auch in Amerika die Einwirkung der gewaltigen jungen Küstenbrüche, wie es scheint, einige Hunderte von Kilometern landeinwärts und prägt sich hier in der Entstehung jüngerer Vulkankegel aus. Es liegt nahe, bei der großen Ausdehnung und der bedeutenden Sprunghöhe der mediterranen Küstenbrüche an einen ähnlichen Zusammenhang zwischen tektonischen Erscheinungen und Vulkanen zu denken.

7. Die jungen Küstenbrüche Anatoliens kennzeichnen in ähnlicher Entwickelung den ganzen Nordosten des Mittelmeergebietes.

8. Dagegen sind die von ihnen ausgehenden steilwandigen Durchbruchs-Täler, die Ausdehnung der Steppen, Wüsten und Salzseen im abflußlosen Innengebiet oder mit anderen Worten vornehmlich die morphologischen Grundzüge des Landes rein asiatisch. In dieser Hinsicht ist Kleinasian ein verkleinertes Abbild der iranischen und zentralasiatischen Hochfläche.

9. Die westanatolischen oder ostägäischen Gebirge sind die durch jüngere Brüche zerstückelten Ausläufer der hellenischen Faltungszonen und Urgebirgsmassen. Der Hohe Tauros entsteht dagegen durch die Vereinigung der nordiranischen (älteren) und der südiranischen (jüngeren) Randfalten. Er gehört schon infolge des Fehlens größerer Überschiebungen zu dem asiatischen Faltungstypus und weist auch in seiner Schichtenfolge keine engeren Beziehungen zu Westanatolien und Hellas auf.

10. Die dem anatolischen Hochland und den angrenzenden Faltungsgebirgen Armeniens, Persiens und des Kaukasus aufgesetzten Vulkanriesen entsprechen dem in der Umgebung des pazifischen Weltmeeres auftretenden Kegeln.

c) Zusammenfassung über den Vulkanismus in Kleinasien.

1. Die paläozoischen oder noch älteren Granite und Gneise sind verhältnismäßig wenig verbreitet, (Olymp) scheinen aber keine Besonderheiten zu zeigen.

2. Die untersilurischen, möglicherweise noch in vorsilurische Zeit hinaufreichenden submarinen Augit- und Amphibol-Porphyrite sowie die zugehörenden Tuffe des Tauros und die weniger ausgedehnten Vorkommen des Amanos erinnern in der Art ihres Vorkommens an Nordwales oder an das rechtsrheinische Devon, d. h. sie nehmen an allen späteren Faltungen teil und verhalten sich vollkommmen wie Sedimente.

3. Serpentine oder Plagioklas - Hypersthenit-Intrusivmassen vom Alter des Obereocän bis Unteroligocän wurden gleichzeitig mit der Trockenlegung großer Teile von Anatolien emporgepreßt. Höchstwahrscheinlich ist also diese Intrusion auch der Grund der Hebung und des Meeresrückzuges aus dem ganzen Süden, aus der Mitte und großen Teilen des Westens von Anatolien. Die Intrusion der Serpentine, welche im syrischen Schollenlande fehlen, kennzeichnet das Taurische Gebirge (einschl. Cypern), Nord- und West-Anatolien.

4. Das Miocän ist im Norden Anatoliens und ausgedehnten Teilen des russischen Transkaukasiens durch enorme Massenausbrüche von andesitischen und liparitischen Decken ausgezeichnet. Dagegen herrscht im Süden des Landes von den Sporaden bis Kilikien und Nordsyrien die Meeresbedeckung der II. Mediterranstufe ohne gleichzeitige Ausbrüche.

5. Pliocän: Im Westen, Norden und im Inneren Anatoliens, in Kilikien und Nordsyrien brechen auf dem überall bestehenden Festland ausgedehnte, aber wenig mächtige Decken von Andesiten und Basalten hervor.

6. Die Pluvialperiode ist im wesentlichen eruptivfrei, nur in Kilikien finden sich unbedeutende Decken von Basaltlaven zwischen den Quartärschottern als Vorläufer des

7. Vulkanismus der geologischen und z. T. historischen Gegenwart; dieser lebt in verschiedenen weit voneinander entfernten Gebieten wieder auf:

a) Im Ghâb und der südlichen Fortsetzung des Orontes-Jordangrabens sowie im Djolan und Haurân.

b) in den lykaonischen Vulkanen Argäos bis Hassandagh (die einer Zerrungszone des Gebirgsbaus folgen).

c) in der Katakekaumene (Mäonia — heute Kula).

d) In der ägäischen Vulkanzone Nisyros, Patmos, Thera, Ägina, Methana.

Die jüngeren (mittel-spätquartären) Küstenbrüche sind — abweichend von dem syrischen Graben, — trotz ihrer bedeutenden Sprunghöhe frei von Eruptivgesteinen. Die großen armenischen Vulkane stehen den Hauptbruchspalten nahe, ohne ihnen zu folgen.

An der Küste des Pontus schneidet der Hauptbruch vielfach durch die miocänen Masseneruptionsdecken, im Westen und Süden Anatoliens durch verschiedenartige Sedimente.

Die mannigfachen anatolischen Vulkangebilde zeigen somit die folgenden Typen:

Die Intrusivgesteine sind ursächlich mit der Gebirgsbildung des Alttertiärs (Eocän-Oligocän) verbunden.

Der Verlauf der Eruptionsspalten des Miocän (im Norden) sowie des Pliocän im W, im Zentrum und im SO wird vielfach durch die Eruptivdecken verhüllt.

In der Gegenwart entsprechen die ägäischen Vulkaninseln etwa den italienischen, die der Hochfläche aufgesetzten lykaonischen Kratere dem in Hocharmenien, Iran und dem Kordillerensystem bekannten Typ, dessen Ausbruch auf einer Zerrung des Untergrundes beruht. Die Katakekaumene ernnert an die Vulkane der Eifel oder des französischen Zentralplateaus. Der Vulkanismus in dem Graben des Ghâb ist ein Ausläufer der syrischen und ostafrikanischen Eruptivgebilde. Hier brechen die Laven in der Nähe der Hauptbruchspalten hervor, dagegen sind die großen Küstenbrüche im Pontus, in der Ägäis in Südanatolien und Syrien frei von Eruptivgesteinen.

Der Vulkanismus Anatoliens zeigt somit die folgende Gliederung:

A. Intrusivgesteine:

Paläozoische oder ältere Granite (Olymp von Brussa) im Norden. Postkretazische (jung-eocäne) intrusive Gabbros und Hypersthenite überall weit verbreitet.

B. Effusivgesteine:

a) Eocäne Effusivtuffe nur im NO Anatoliens, hier auch Granodiorite.

b) Mitteltertiäre Massenausbrüche: Andesite, Dacite und die zugehörigen Tuffe sind von Hocharmenien bis Angora und bis zur Westküste verbreitet.

c) Postquartäre Ausbrüche wechseln nur in ihren Vorläufern mit Pluvialschottern des Amanos ab. Jünger, d. h. rezent sind die lykaonischen Vulkane, ferner die älterem Faltungsland und jüngerem Hochgebirge aufgesetzten Vulkanriesen wie der Ararat, Alagös, Sahend, Kasbek, Elbrus und Demawend.

12. Über einige Grundzüge des Gebirgsbaus von Anatolien.

Der Gebirgsbau Anatoliens bildet den Übergang von Europa zu Asien, ohne daß ein Ineinanderfließen der verschiedenen Gebirgssysteme irgendwo erfolgte:

Das Vorwalten der jungtertiären Brüche ist das gemeinsame Merkmal, das den Gebirgsbau der Helleniden, sowie von Anatolien (besonders im Westen und Norden), von Hocharmenien und Syrien kennzeichnet.

Es handelt sich besonders um

1. die NW—SO-Richtung in Kaukasien und Hoch armenien,
2. die O—W-Richtung in Anatolien und großen Teilen von Hellas,
3. die meridionale Richtung der syrisch-afrikanischen Brüche und
4. das nordöstlich streichende Bruchbündel der nordarabisch-syrischen Wüste.

Diese vier Bruchrichtungen entsprechen bestimmten geographischen Gebieten, so daß man beinah an eine Belebung der BEAUMONTschen Hypothesen unter dem Gesichtspunkt der Auslösung von Spannungsunterschieden der Erdrinde denken könnte.

Morphologisch sind diese gebrochenen Schollen entweder ein Gewirr von Inseln und Halbinseln wie die Ägäis, oder eine Grabenlandschaft mit Grabenflüssen und vereinzelten Seen wie Syrien, das westliche und das nördliche Anatolien oder endlich ein Gebiet, das aus Hochgebirgen und großen Einbruchskesseln besteht wie das armenische Hochland.

Die Nordsüd-Richtung der Brüche Elbrus — Sipan und Kasbek — Ararat in Hocharmenien gemahnt nur äußerlich an die Dislokationsrichtung des geologisch jungen syrischen Grabens. Tatsächlich handelt es sich um Verbindungslinien der großen, den jungen oder älteren Faltungszonen aufgesetzten Vulkane vom Typus der Cordilleren.

Diesen mannigfach gebrochenen Schollenmassen gegenüber wird die an die alte anatolische Hochfläche angelehnte Zone der Tauriden nur von Ausläufern der Brüche berührt — so im nördlichen Ghâb von dem syrischen Graben und im Tekirgraben von einem ebenfalls meridional verlaufenden voroligocänen Einbruch.

Die Widerstandsfähigkeit der Tauriden gegen die mannigfachen Bruchspannungen erklärt sich wohl vornehmlich aus der allgemeinen Verbreitung alttertiärer[1]) Intrusiv-Gabbros, die

[1]) Dem Obereocän oder Unteroligocän gehören die Gabbros von Nordsyrien, Zypern Troödos, dem eigentlichen Tauros und von Karien an.

offenbar das innere Gefüge der Erdrinde gegen den Einfluß der Sprünge verfestigt haben. Die kräftige, jedoch nirgend über das Stadium überkippter Sättel hinausgehende Faltung des Tauros ist z. T. altmesozoisch, z. T. alttertiär.

Im Gegensatz zu den Intrusivgesteinen kennzeichnen die effusiven, weit verbreiteten Andesite, Trachyte und Dacite in Anatolien vornehmlich das Gebiet der Bruchschollen, während die jüngeren effusiven Basalte ein Hauptverbreitungsgebiet im Ostjordanland aufweisen (*lapis Basanites*), in Anatolien dagegen nur gelegentlich erscheinen (Katakekaumene).

Während in dem Alpensystem die Faltungs- und Überschiebungsvorgänge häufig an erster Stelle stehen und die Eruptivmassen auf einzelne Gebiete wie Südtirol oder auf den Gebirgsrand beschränkt sind, erklärt die weitgehende Zertrümmerung der Schollen Vorderasiens das Empordringen effusiver Magmen in allen Gebieten. — Allerdings bevorzugen die Eruptiva nicht die Hauptsprünge, vielmehr sind diese in dem Ägäischen und Pontischen Gebiet wie im ganzen Bereich der ostafrikanisch-syrischen Gräben fest verkeilt. Es dringen also die Massenergüsse dort empor, wo mannigfache Zerspaltung durch Brüche eine Zertrümmerung und Lockerung der oberen Erdfeste[1]) bedingen. Andererseits sind die elastischen und daher der Faltung zugänglichen Zonen durch alttertiäre Gabbro-Intrusionen ausgezeichnet (Kilikischer Tauros, Amanos, Kurdengebirge und ihre zyprische Fortsetzung).

Es ergibt sich also für die Alpen und das westliche Mittelmeergebiet folgende Vergleichung der tektonischen und vulkanischen Erscheinungen der Tertiärzeit:

Gebirgsbau		Vulkanismus
I. Schollen- und Bruchgebiete	entsprechen	Eruptivdecken innerhalb der Zertrümmerungszonen, aber außerhalb der Hauptbrüche.
II. Taurische Faltungen von mittlerer Intensität	entsprechen	der Intrusion von Gabbro in den Faltungszonen.
III. Alpine Faltungen und Decken	entsprechen	der Verbreitung der Eruptivgesteine außerhalb der Faltungszonen.

Die Erdbeben, deren Verbreitung in Anatolien jedoch noch eingehender zu erforschen ist, folgen im allgemeinen den

[1]) In dieser Hinsicht entspricht das Empordringen der Eruptiva dem der Mineralquellen, besonders der Kohlensäuerlinge, die z. B. in Schlesien an die Zertrümmerungszonen, nicht an die Hauptbrüche geknüpft sind.

Bruchgebieten (I), während sie in den Faltungszonen (II und III) nur noch abgeschwächt erscheinen. Die Verbreitung der Erdbeben entspricht der Jugendlichkeit der meisten Brüche und dem Erlöschen der Faltungsvorgänge.

In Gegenden mit fehlender oder dürftiger historischer Überlieferung ist der Geologe und Ingenieur häufig auf die Untersuchung alter Bauwerke angewiesen, um die Frage zu entscheiden, ob für den modernen Eisenbahnbau Erdbebengefahr bestehe oder nicht. Nur selten sind die Ablagerungen der jüngsten geologischen Vergangenheit so deutlich aufgeschlossen, daß aus ihrer ungestörten Lagerung das Fehlen seismischer Erschütterungen geschlossen werden konnte.

Die systematische Untersuchung alter Bauten auf das Fehlen oder Vorhandensein der von innen nach außen strahlenden Erdbebenrisse veranlaßte weitere Untersuchungen über die alten armenischen Burgen Kilikiens; es ergab sich, daß am Südabhang des Tauros und in Kilikien relative seismische Ruhe herrscht, die von der Erdbebenhäufigkeit in Syrien wesentlich verschieden ist.

III

Paläontologie und vergleichende Stratigraphie des Tauros.

1. Die erdgeschichtliche Entwickelung Anatoliens bis zur Pluvialperiode. (n. Naumann.)

Die gänzliche Verschiedenheit der geologischen Entwickelung des nördlichen und südlichen Anatolien findet ihren Ausdruck darin, daß nur der Anfang und die Mitte der Schichtenfolge Berührungspunkte aufweisen: Devon und Karbon einerseits, Oberkreide und Eocän andererseits sind hier wie dort vorhanden. Dagegen ist die lange geologische Lücke innerhalb der Taurischen Schichten, die von der Mitte des Karbon bis zur Mitte der Kreidezeit reicht, im Norden durch eine lange Reihe mariner Schichten ausgefüllt, und auch die Mitte und der Schluß des Tertiär weist in N und S ein gänzlich verschiedenes Bild auf.

Die letzte umfassende Übersicht der stratigraphischen Geologie Anatoliens hat vor 20 Jahren Ed. Naumann gegeben. Die Übersicht seines bekannten Reisewerkes „Vom Goldenen Horn zu den Quellen des Euphrat" (München 1895) ermöglicht eine bequeme Vergleichung mit den neueren Fortschritten und sei daher hier wiederholt: „Sichere Fossilreste aus der Silurformation konnten noch nicht konstatiert werden[1]); dagegen hat das Devon eine Fülle von Versteinerungen geliefert. Wir finden letztere am Bosporus, an der Küste des Schwarzen Meeres, am Innenrande des Antitauros und an der kilikischen Küste. Bergkalk ist aus Mysien, Südwestphrygien und aus dem Antitauros bekannt. Ansehnliche Kohlenlager der Karbonzeit begleiten die Küste bei Eregli am Schwarzen Meere. Tatsachen, welche das Auftreten der Dyas beweisen könnten, fehlen (Rotliegendes ist inzwischen bei Mersiwan nachgewiesen). Dagegen sind die mesozoischen Formationen durch große horizontale Verbreitung und mächtige Vertikalentwickelung ausgezeichnet. Bittner hat Triaspetrefakten[2]) von Balia, zirka acht Stunden von Edremid, be-

[1]) Obersilur wurde inzwischen auf der bithynischen Halbinsel, Untersilur im Amanos (Verf.) und Antitauros (Schaffer-Fuchs) nachgewiesen; nur Cambrium fehlt.

[2]) Wichtiger und vor allem umfassender ist die ozeanische Triasentwickelung bei Ismid (nach Toula und Arthaber Vergl. S. 151, 152).

schrieben; die Fauna der schwärzlichen Schiefer, welche außerordentlich an gleichalterige Gesteine der Alpen erinnern, erweist sich als obertriadisch von durchaus alpinem Habitus. Jura tritt nach TCHIHATCHEFF auf: an der Küste Paphagoniens, in der Umgegend von Amasia, in Bithynien südlich von der Stadt Boli und schließlich südwestlich von Angora (hier Oxford). Ammoniten, welche ich östlich von Torbaly an verschiedenen Punkten sammelte, möchte ich dem oberen Jura, andere aus der Gegend von Biledjik der Kreide zuschreiben. Künftige Forschungen dürften den Nachweis bringen, daß die Kreide im Aufbau der Gebirge ganz allgemein eine sehr wichtige Rolle spielt[1]). Die Formation verrät sich im Nordwesten des Landes durch Inoceramen, bei Smyrna und in Lykien durch Hippuriten, am Lykus im Süden von Yassun-burun durch Orbitoiden und *Exogyra columba*. Was das neuerdings von KUKOWSKI untersuchte Gebiet betrifft (Serai-köi-Konia), so spielen hier Kreidekalke eine derart wichtige Rolle, daß „alle großen und kleinen Ketten, welche das eigentliche Kalkgebirge des Tauros repräsentieren", aus Ablagerungen der Kreidezeit bestehen. Diese Kalke sind durch das stellenweise Vorkommen von Rudisten ausgezeichnet.

„Von gewaltiger Ausdehnung sind nun die Tertiärablagerungen. An zahllosen Punkten gewähren die Nummuliten führenden Bänke einen für geologische Aufnahmen außerordentlich wichtigen Anhalt. Das Neogen zieht besonders als Ablagerung aus großen Süßwasserbecken (es sind auch brackische Bildungen in keineswegs unbedeutender horizontaler Entwickelung vertreten) über ausgedehnte Flächen. Nach TSCHIHATSCHEFF beanspruchen die jungtertiären lakustren Bildungen nicht weniger als ein Drittel der Halbinsel. Sie bilden in der zentralen lykaonischen Region eine ununterbrochene Decke. Die salzigen Binnenseen Kleinasiens sind als Überbleibsel der ausgedehnten neogenen Süßwasserbedeckungen anzusehen."

„Spuren der Glazialperiode konnten bis jetzt[2]) auf kleinasiatischem Boden nicht nachgewiesen werden. Unter allen Gesteinen, welche sich am Aufbau der anatolischen Scholle beteiligen, spielt Kalk die vornehmste Rolle. Zwar viel weniger

---

[1]) Diese Voraussage konnte ich für den Tauros, den Giaur- und Kurd dagh durchaus bestätigen.

[2]) Später am mysischen Olymp (von PHILIPPSON) und im Hohen Tauros nachgewiesen. Hier lassen eigentlich schon die durch KOTSCHY vom Nordabhang des Hochgebirges vor etwa 70 Jahren beschriebenen Karseen (Kara göl = Schwarzsee) den Rückschluß auf eine lokale Vergletscherung zu. Von viel größerer Bedeutung sind allerdings die Schotterterrassen (Tekir-Nagelfluh) der quartären Pluvialperiode.

verbreitet, aber doch in eminentem Grade charakteristisch ist der Serpentin. Rote Tertiärsandsteine zeigen sich in den zentralen Gebieten auf weite Erstreckung entwickelt. Flyschbildungen nehmen einen wichtigen Anteil am Aufbau. Auch vulkanische Tuffe sind für manche Teile des Hochlandes, wie z. B. Kappadocien und Phrygien, bezeichnend. Eruptivgesteine, besonders effusiven Ursprungs, spielen eine sehr wichtige Rolle".

Im folgenden werden die aus den zwei großen Formationsgruppen des Tauros:

1. die aus Silur, Devon und Carbon
2. die aus der Oberkreide stammenden Versteinerungen beschrieben und in ihren geologischen Beziehungen eingehender geschildert.

Die Fauna der bis zu großen Höhen, bis gegen 2300 m im Tauros hinaufreichenden Tertiärbildungen der untermiocänen II. Mediterranstufe ist zuerst von F. X. Schaffer, dann von Daus eingehend geschildert worden; die Ergebnisse dieser Studien fanden bereits oben S. 75—79 Berücksichtigung.

Der Gebirgsbau des Tauros[1]) wurde in seinem Zusammenhang mit den anderen benachbarten Gebirgen im vorangehenden Abschnitt ausführlicher erörtert.

2. Silur und Devon.

Über das Vorkommen von Untersilur im Amanos (Giaur dagh). (Taf. XI, Fig. 4a—5).

Für die Altersbestimmung der durch den großen Bagtsché-Tunnel durchfahrenen Schiefer und Quarzite kommen nach den bisherigen Funden nur zwei organische Reste in Betracht: 1. ein großer Bilobitenrest von km 499,257, dessen Vorkommen auf Untersilur hinweist (s. u.). 2. ein kleiner Trilobitenrest von km 497,680, der in glimmerhaltigem, bräunlichem Tonschiefer als Steinkern erhalten ist. Beide Stücke entstammen also der Strecke zwischen Airan und Bagtsché; während der Bilobitenrest den Formen des untersilurischen armorikanischen Sandsteins ähnelt, ist das Vorkommen des Trilobiten leider nicht ganz sicher bestimmbar, da nur Schwanzschild und Rumpf vorhanden sind, der Kopf aber fehlt. Doch kommen für die Bestimmung nur die beiden Gattungen *Calymmene* und *Acaste* in Betracht, welche beide die bezeichnende Zweigliederung jedes Körperringes als Anzeichen der vollständigen Einrollungsfähigkeit erkennen lassen. Auch endet bei beiden jeder Ring der Rhachis in einem deut-

[1]) Frech: Sitz.-Ber. d. Berliner Akademie 1912.

lichen Knöpfchen. Also läßt die Beschaffenheit des Rumpfes keine sichere Bestimmung zu, und auch die Zahl der an dem vorliegenden Exemplar vorhandenen Rumpfringe (11) wird bei entsprechenden Größenverhältnissen sowohl bei *Acaste* wie bei *Calymmene* beobachtet. Glücklicherweise gestattet die Beschaffenheit des Schwanzschildes an dem vorliegenden Stück eine sichere Bestimmung. (Taf. XI, Fig. 5.)

Das Pygidium von *Acaste* zeigt wenig gerippte Seitenteile und eine geringfügige Zuspitzung am Ende. Das Pygidium von *Calymmene* ist dagegen auch auf den Seitenteilen tief eingekerbt, am Ende abgestumpft und etwas aufgebogen.

Die Vergleichung des einen vorliegenden Stückes von Airan mit zahlreichen Exemplaren von *Calymmene* und *Acaste* läßt über die Zugehörigkeit zu der letzteren Gattung somit kaum einen Zweifel.

Da die Quarzite mit *Bilobites* (Taf. XI, Fig. 4a, b) als Einlagerungen in dem Schiefer vorkommen, wird auch für diese die Altersbestimmung als Untersilur keinem Zweifel unterliegen.

Selbst wenn jedoch die Deutung des etwas verdrückten Steinkernes nachträglich verbessert werden müßte, d. h. wenn es sich um eine *Calymmene* handelte, würde die Altersdeutung als Silur unverändert bleiben: denn bekanntlich beginnt auch *Calymmene* im engeren Sinne mit der in Amerika häufigen *Calymmene senaria* schon im Untersilur.

Hiernach ist die Formation der mächtigen Schiefer und der eingelagerten Quarzite, welche die Eisenbahn von Bagtsché bis halbwegs zwischen Keller und Entilli begleitet, als untersilurisch zu deuten. Die Entwickelung entspricht der in Spanien und Böhmen beobachteten, ist aber in Vorderasien hier zum ersten Male nachgewiesen. Auch in den näher angrenzenden Teilen von Afrika und Südeuropa (Balkan- und Apenninen-Halbinsel) fehlen untersilurische Ablagerungen gänzlich. Im Osten treffen wir solche erst andeutungsweise im Himalaya und besser ausgebildet am Yangtse kiang und in Schantung wieder. Das Vorkommen des Untersilur bei Bagtsché ist also für die lokale Geologie und für die allgemeine Kenntnis des älteren Paläozoikums von größter Wichtigkeit.

Untersilurische Schichten mit *Phycodes* sind ferner in den südlichen Teilen der Ost- und Westkette des Antitauros (Armud-dalan WNW von Hadjin und Kirasbel S von Hadjin) nach Broili[1]) entwickelt:

---

[1]) F. Broili: Geologische und paläontologische Resultate der Grotheschen Vorderasien-Expedition 1906/07. (S.-A. aus Hugo Grothe, Vorderasien-Expedition 1906/07. LXX S. Leipzig 1910. Mit 3 Taf. und 1 Karte.)

„Durch diesen Fund von *Phycodes circinnatus* in einem glimmerreichen Tonschiefer am Armud-dalan (Bakyr dagh) war für den Antitauros das Vorhandensein vordevonischer Sedimente nachgewiesen. Nach den gegenwärtigen Anschauungen werden die Schichten mit *Phycodes*, *Vexillum* oder anderen ähnlichen problematischen Überresten nicht mehr wie früher zum Kambrium, sondern nach dem übereinstimmenden Urteil von F. Frech und E. Kayser zum Untersilur gestellt.“

Es muß deshalb nach dem entsprechenden Vorkommen von *Phycodes circinnatus* in Franken, Thüringen und im Südwesten Europas (Languedoc, Spanien) das Gebiet des Antitauros in das böhmisch-mediterrane Meeresbecken der untersilurischen Meeresprovinzen hineingezogen werden, das Böhmen, Franken und Thüringen, Südfrankreich, Spanien, Sardinien sowie die Ostalpen umfaßt. Das böhmisch-mediterrane Meer, das nach Frech das Ergebnis einer tiefuntersilurischen Transgression über das oberkambrische Festland im Süden von Europa darstellt, griff also auch weiter nach Osten, nach Kleinasien, buchtartig in den indoafrikanischen Kontinent über, und es stellen möglicherweise die Schichten mit *Phycodes circinnatus* im Antitauros sowie die Bilobites-Quarzite des Amanos die östliche Grenze dieses böhmisch-mediterranen Meeres dar, da — bis jetzt — jüngere silurische Sedimente im südlichen Kleinasien noch nicht angetroffen wurden. (In Nordanatolien deutet das Vorkommen von *Halysites* bei Pendek auf der bithynischen Halbinsel an der anatolischen Bahn auf Obersilur hin.)

Auch Th. Fuchs kam zu dem nämlichen Resultat auf Grund des erwähnten Exemplares von *Phycodes circinnatus*, das aus rostbraunem Sandstein im Dalgon-Ssuju-Tale, einem kleinen Nebentale des Ssarranssu östlich des ca 1500 m hohen Kiras-Bel südlich von Hadjin stammt.

Das vollkommene Fehlen von oberkambrischen Versteinerungen in der ganzen Mitte und im ganzen Mittelmeergebiet von Europa ist einer der wichtigsten Charakterzüge dieses Gebietes. Weder von der *Olenus*-Fauna des nordatlantischen Gebietes, noch von den *Dicellocephalus*-Formen des amerikanischen Oberkambrium sind bisher sichere Vertreter gefunden worden.

1. Sandsteine, Quarzite und Konglomerate, welche alle Anzeichen lithoraler Entstehung an sich tragen, setzen in dem weiten Gebiete zwischen dem Osten Kilikiens, Böhmen und dem Süden von Spanien neun Zehntel der Masse des tiefsten Silur zusammen. Eine gewaltige Transgression — die

einzige, welche im Untersilur nachweisbar ist — hat das oberkambrische Festland verschlungen.

Die Phycodensandsteine von Thüringen, welche bisher zum Kambrium gestellt wurden, sind als Fortsetzung derselben anzusehen. Der einzige organische Rest, die Wurmspur *Phycodes circinnatus*, erfüllt in vollkommen gleichartiger Ausbildung die armorikanischen Sandsteine in Languedoc und ähnliche Gesteine im Osten Kilikiens.

Ähnliche Verbreitung wie in Frankreich besitzen die Sandsteine des tiefsten Untersilur auf der Iberischen Halbinsel. Bestimmte Angaben über das Vorkommen derselben liegen vor aus Asturien (Sandstein von Cabo Busto mit *Bilobites* und *Scolithus* nach BARROIS), Portugal (Bussaco bei Coimbra und Vallongo bei Oporto mit schön erhaltenen Kriechspuren[1]), sowie aus der Sierra Morena (weiße und rötliche Sandsteine und Konglomerate bei Almaden, DE VERNEUIL).

Mächtige versteinerungsleere Quarzite und Sandsteine der Pyrenäen (Viella) wurden von CARALP als kambrisch bezeichnet, gehören aber wahrscheinlich ebenfalls dem Untersilur an.

Die zerstreuten altpaläozoischen Vorkommen im nordwestlichen Arabien gehören einer gänzlich abweichenden Entwickelung an: Obersilurische Graptolithenschiefer von der Hedschas-Bahn (28° 20' n. Br., 36° 48' ö. L. Greenwich) erinnern an ähnliche Vorkommen Sardiniens und Bulgariens (bei Sofia[2])). Auch das Mittelkambrium vom SO-Ende des Toten Meeres (in Ghôr-es-Safi) erinnert etwa an Languedoc oder Böhmen, nicht aber an Anatolien.

Devon und Karbon im Hohen Tauros.

Devon und Karbon im Hohen oder eigentlichen Tauros entsprechen durchaus der Entwickelung, welche schon von früheren Forschern aus dem Antitauros (250 km weiter östlich) und aus den viel entlegeneren Gebirgen Hocharmeniens und Nordpersiens beschrieben worden ist. Überall bildet das Devon besonders in seinen Oberstufen eine stratigraphische Einheit mit dem Unterkarbon.

Im folgenden sind nur die versteinerungsreichen Vorkommen des Tauros besprochen. Nördlich von diesen besteht die

---

[1]) DELGADO, Étude sur les *Bilobites* du Portugal. Lissabon 1886. Id. Supplemento. 1887. Die von dem genannten Autor, von SAPORTA und LEBESCONTE behauptete pflanzliche Natur dieser Reste ist endgültig durch NATHORST widerlegt: Nouvelles observations sur des Traces d'animaux. Kongl. Svenska Vet. Ak. Handlingar. 21. Nr. 14. 1886.

[2]) Zentralblatt f. Mineralogie usw. 1905, S. 679).

Hauptausdehnung des kappadokischen Tauros aus versteinerungsleeren Tonschiefern mit eingelagerten zahlreichen Eruptivgesteinen (Porphyriten, Diabas), Schalsteinen, Schalsteinkonglomeraten und vereinzelten Sandstein- und Kalklagern. Diese ganze Schichtenreihe nördlich des großen, die Haupterhebungen umschließenden Kalkkammes des Bulgar dagh dürfte im wesentlichen dem übereinstimmenden oder wenigstens ähnlichen Untersilur des Antitauros und Giaur dagh entsprechen. Im Antitauros und Amanos sind in einer ähnlichen aus Schiefern, Quarzitlagern und Eruptivdecken bestehenden Schichtenfolge untersilurische Kriechspuren sowie der beschriebene Trilobitenrest (*Acaste* sp.) bekannt geworden. Die Zurechnung ist also vorläufig zweifelhaft, die Schieferserie könnte auch noch Vertreter des älteren Devon, andererseits solche des Kambrium umfassen (das aus Syrien bekannt ist). Über Einzelheiten der Lokalbeobachtung ist folgendes zu bemerken.

Das Devon.

Das Devon des Tauros, das — abgesehen von den zahlreichen fossilleeren Vorkommen von Kalk in den kilikischen Klippen — nur das eine fossilreiche Vorkommen von Hatschkiri aufweist, zeigt hier ein Vorkommen von Brachiopodenkalken mit *Spir. Verneuili* Murch., *Sp. Archiaci* Murch., *Rhynch. cuboides* Sow. (Typ) und var. *cilico-armenica*, *Rh. postelliptica* Paeck. sowie unmittelbar daneben Korallenkalk, in dem derselbe *Spirifer Verneuili* vorkommt. Außerdem findet sich *Atrypa reticularis* in Masse, sowie von Korallen:

Cyathophyllum caespitosum Gf. (sehr häufig),
„ cf. *dianthus* Gf. (1 Exemplar),
Favosites polymorphus Gf. (sehr häufig),
Striatopora sp.,
Actinostroma sp.

Es handelt sich also um eine dem Iberger Kalke ähnliche, jedoch geschichtete Kalkfazies, die jedenfalls, wie das häufige Vorkommen der sonst für Mitteldevon bezeichnenden *Favosites*-Art beweist, eine Stellung wohl an der Grenze von Mittel- und Oberdevon einnahm. Das Vorkommen von Mitteldevon ist hier somit ebenso wahrscheinlich wie im Antitauros, für das besonders Broili neuerdings die älteren Beobachtungen von Tchihatcheff und F. X. Schaffer genauer präzisiert hat. Über das Devon des Antitauros und den Vergleich mit Nordanatolien ist folgendes zu sagen:

Die Kalke der kilikischen Klippenregion und die Mehrzahl

der Kalke des Nieder- oder Antitauros sind paläozoisch. Schon nach der Gesteinsbeschaffenheit gehört die überwiegende Mehrzahl der Kalkvorkommen in der Tschakitschlucht dem oberen Kohlenkalk (Visé-Stufe) an. Am Ausgang der Großen Tschakitschlucht läßt sich von oben nach unten folgendes Profil unterscheiden:

4) massige, meist wohlgeschichtete Kalke der Visé-Stufe mit
Davisiella comoides,
zahlreichen Spiriferen (*Sp. bisulcatus*) und *Bellerophon*.
3) graue Dolomite, versteinerungsleer, bei Yerköprü;
2) Tournai-Stufe, sandige Mergel und schiefrige Kalke mit *Spirifer tornacensis*, wenig unterhalb von Yerköprü;
1b) nicht aufgeschlossen: mittleres Oberdevon ebenfalls beim Weiler Hatschkiri m. *Spirifer mesacostalis* Hall und *Strophalosia calva* Wenj.;
Unten 1a) Unteres Oberdevon; mergelige Kalke mit
Rhynchonella cuboides,
Spirifer Verneuili,
Cyathophyllum caespitosum u. a.;

Die Schichtengruppe 4 ist versteinerungsführend bisher nur bekannt in der kleinen Schlucht (Station Karapunar-Belemedik) und im eigentlichen Hochgebirge oberhalb Ak-köprü. Zu diesen massigen Kalken der Visé-Stufe, die mindestens einige Hundert Meter, vielleicht noch mehr Mächtigkeit erreichen, gehört im kappadokischen Tauros, in der Kleinen Tschakitschlucht, bei Gülek Boghas und in den kilikischen Klippen der größte Teil der palaeozoischenen Kalke.

In dem tieferen Oberdevon des Hohen Tauros sind bisher die folgenden Arten beobachtet worden:

Spirifer Verneuili Murch.,
„ *Archiaci* Murch., Vern., Keys.,
Rhynchonella cuboides Sow. (Typische Form).
„ var. nov. *cilico-armenica*,
„ *postelliptica* Paeckelmann,
Chascothyris cilicica n. sp.,
Cyathophyllum caespitosum Goldf.
„ *quadrigeminum* Goldf.,
Alveolites suborbicularis Goldf.

Das mittlere Oberdevon enthält:

Spirifer mesacostalis Hall,
Strophalosia calva Wenj.,
Productella cf. *subaculeata* Murch.,
Strophonella sp.

Beschreibung devonischer Arten.

1. *Rhynchonella cuboides* Sowerby.

Taf. I. Fig. 2.

Atrypa cuboides Sowerby: Transactions Geological Society, 2. ser., vol. V, t. 56, f. 24. 1840.
Rhynchonella cuboides Davidson: Monogr. British Devonian Brachiopoda t. 13, f. 16 cet. excl. 1865[1]).

Die vierseitige Form des bekannten Leitfossils des unteren Oberdevon beruht auf der sehr tiefen Einsenkung des Sinus auf der Stirn und seiner parallelen Begrenzung. Eine Reihe von Formen, die sich durch andere Gestaltung — durch flachen Sinus, größere Breite und abweichende Berippung — auszeichnen, sind als Varietäten abzutrennen. Nur die Breite der Rippen scheint großen Schwankungen zu unterliegen. Von den verschiedenen Formen kommt jedenfalls die typische *Rhynchonella cuboides* im Tauros, und zwar im Zisternenbrunnen des Dorfes Hatschkiri (der „oberen Fundstelle"), vor. Die 6—7 von hier stammenden Stücke stimmen vollkommen mit den oben zitierten Abbildungen Davidsons überein. Sie sind die ersten ihrer Art aus dem Hohen Tauros, während aus dem Niederen (oder Antitauros) die Form schon früher zitiert wurde. Auf die übrigen Fundstellen der typischen Art einzugehen, würde zu weit führen.

2. *Rhynchonella cuboides* Sow. var. nov. *cilico-armenica* Frech.

Taf. I, Fig. 1a—e.

Vom gleichen Fundort, aber aus anderer Schicht stammt eine durch weniger tief eingesenkten, schmaleren Sinus und etwas gröbere Berippung ausgezeichnete Varietät, die ich außerdem noch vom Kloster Kaimirwank[2]) an der Araxesenge in Hocharmenien kenne. Von hier liegen 4 von Radde geschenkte Exemplare in der Breslauer Sammlung, die mit den Stücken von Hatschkiri zum Teil vollkommen übereinstimmen, zum Teil durch etwas feinere Rippen von ihnen unterscheidbar sind. Doch ist gerade die Ausbildung der Rippen, wie erwähnt, ein ungewöhnlich variables Merkmal. Ich bezeichne daher die armenische und kilikische Form mit demselben Namen, umso-

[1]) Das Zitat bei Kayser (Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., XXIII Bd., 1871, p. 514, t. 13, f. 17—21) ist ungenau, da Davidsons Fig. 18—21 verschiedene Varietäten darstellen; Figur 16 bei Davidson gehört dagegen zweifellos hierher.

[2]) Am Kloster selbst kommt nur Eocän mit Devongeröllen vor; doch ist westlich Mittel- und Oberdevon sehr verbreitet.

mehr, als hierdurch die Beziehung zwischen den räumlich weit getrennten paläozoischen Gebieten einen besonders bezeichnenden Ausdruck findet. Die Varietät liegt mit der feinrippigen *Rhynchonella postelliptica* PAECKELMANN zusammen in einem braunen sandigen Kalk, während die typische Art im Tauros aus einer dunklen, mergelig-kalkigen Lage stammt.

Was die anderen Varietäten betrifft, so sei darauf hingewiesen, daß die von KAYSER als *Rhynchonella procuboides* (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. p. 513. t. IX. f. 3) bezeichnete Form sich — wie übrigens auch der Verfasser selbst hervorhebt — sehr schwer von *Rh. cuboides* unterscheiden läßt. Mir liegt jedenfalls ein einzelnes Exemplar aus dem obersten Mitteldevon von Finnentrop aus Westfalen vor, dessen Abtrennung von *Rhynchonella cuboides* s. str. nicht möglich ist. Es scheint also, als ob die Leitform des Oberdevon vereinzelt schon etwas früher auftritt. Hingegen lassen sich zwei weitere Varietäten der *Rhynchonella cuboides* verhältnismäßig gut unterscheiden. Es sind dies:

3. *Rhynchonella cuboides* var. *impleta* Sow.

DAVIDSON: l. c. t. 13, f. 20, 21.

Diese Form liegt mir aus dem roten Eisenstein vom Enkeberg und Grottenberg bei Brilon vor und unterscheidet sich von der typischen Art durch wesentlich gröbere Rippen, deren Breite besonders im Sinus hervortritt.

Eine ebenfalls schon von SOWERBY unterschiedene Art ist:

4. *Rhynchonella cuboides* var. *crenulata* Sow., Taf. I, Fig. 3,

die durch wesentlich verbreiterte und niedere Schalenform sowie flachen, breiten Sinus gekennzeichnet ist.

Abbildungen dieser Form siehe bei F. A. ROEMER, Versteinerungen des Harzgebirges, Hannover 1843, Taf. 5, Fig. 9, sowie bei DAVIDSON l. c., Taf. 13, Fig. 18. 19. Diese durch breiten Sinus und breite Form gekennzeichnete var. *crenulata* kommt sogar schon im Mitteldevon, und zwar in den oberen Calceolaschichten von Walsdorf bei Hillesheim sowie auch bei Gerolstein vor, wie einige von mir dort gesammelte Exemplare beweisen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die verhältnismäßig leicht kenntlichen Formen der *Cuboides*-Gruppe im Mitteldevon beginnen, an dessen oberer Kante zunehmen und in der Unterzone des Oberdevon ihre Hauptentwickelung erreichen, um unmittelbar darauf auszusterben.

Am oberdevonischen Alter der Taurosvorkommen ist des-

wegen nicht zu zweifeln, weil in dem braunen, durch die var. *cilico-armenica* gekennzeichneten Kalke *Spirifer Archiaci* MURCH. und *Verneuili* MURCH. häufig vorkommen.

5. *Rhynchonella postelliptica* PAECKELMANN.

Taf. I, Fig. 4a—c.

Vgl. PAECKELMANN: Oberdevon im Bergischen Land, 1914. Taf. 6, Fig. 4a—c.

In den durch die Varietät der *Rhynchonella cuboides* ausgezeichneten braunen, sandigen Kalken findet sich seltener eine sehr feinrippige kleine *Rhynchonella*. Der Umriß ist oval, der Sinus flach, unregelmäßig, zuweilen kaum angedeutet. Der Schnabel, der bei *Rhynchonella cuboides* scharf eingekrümmt ist, springt deutlich und weit vor.

Das Originalexemplar der vor kurzem von PAECKELMANN beschriebenen neuen Art liegt mir vor und stimmt, abgesehen von etwas bedeutenderer Dicke im Umriß und Berippung, mit den viel flacheren taurischen Exemplaren überein.

Die Vereinigung der taurischen Art mit *Rh.* (*Pugnax*) *postelliptica* dürfte umsoweniger zu bezweifeln sein, als auch der geologische Horizont (unteres Oberdevon, Dorper Kalk des Bergischen Landes) der gleiche ist.

Von der seltenen *Rhynchonella elliptica* SCHNUR aus dem Eifler Mitteldevon unterscheidet sich die jüngere Form durch flacheren Sinus und zugeschärften Stirnrand. Auch ist die Berippung der oberdevonischen Art noch feiner als bei *Rh. elliptica*.

Rhynchonella letiensis Goss.

Taf. I, Fig. 5a, b, 6a, b.

Rhynchonella letiensis GOSSELET: Note sur quelques Rhynchonelles du terrain dévonique supérieur. Ann. soc. géol. du Nord, t. 14, 1887, p. 206, t. I, Fig. 9—19.

Rhynchonella letiensis FRECH: Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. (Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients.) 1900, p. 195, t. XV, Fig. 13a—c.

Rhynchonella letiensis, eine ziemlich variable Form mit kräftigen Rippen und gleichmäßig tief eingesenktem Sinus (der vier Rippen zeigt), umfaßt wahrscheinlich *Rhynchonella ferquensis* zum Teil als Jugendform. Persische und belgische Formen stimmen vollkommen überein: nur erreichen die persischen Stücke noch bedeutendere Größe.

In den Kalken mit *Spirifer Archiaci* kommt die Art recht häufig in den nordpersischen Ketten vor bei Deh Mullah, Nikerman, Kelbehidé bei Tasch, sowie zwischen Tasch, Scharud

und Suturuwar. Wichtig ist außerdem das Vorkommen derselben mit persischen Exemplaren von Tschalchone gut übereinstimmenden Form im Hauptkalk von Ebersdorf (= *Rh. pleurodon* TIETZE non PHILL., TIETZE, Ebersdorf f. 39). Ich bilde die Art hier noch einmal ab, weil sie im Norden Persiens ein bezeichnender Begleiter von *Spirifer Archiaci* ist. Somit kommt auch für das Vorkommen im Tauros ein weiteres Hinaufgehen der Brachiopoden-Schicht bis in das mittlere Oberdevon (Famennien) in Frage. Auch direkt sind mittlere Horizonte des Oberdevon in den südlichen Hochgebirgen durch *Spirifer mesacostalis* nachgewiesen. (p. 217, 218.)

Chascothyris cilicica nov. sp.

Taf. I, Fig. 7a—c.

Die neue Art steht einer von HOLZAPFEL beschriebenen Form des rheinischen, oberen Mitteldevon (*Ch. Tschernychewi*[1]) sehr nahe und unterscheidet sich von ihr nur durch sehr viel größere Dicke der ganzen Schale und stärkere Einkrümmung des Schnabels. Insbesondere treffen an der Stirnkante die beiden Schalenhälften nicht im spitzen Winkel, wie bei *Ch. Tschernyschewi*, sondern stumpfwinkelig aufeinander. Dieses Merkmal bildet andererseits einen Unterschied von der äußerlich ähnlichen *Amphigenia Beyrichi*[2]), bei der die Stirnkanten überhaupt keinen Winkel bilden, sondern geradlinig aufeinander treffen.

Bei den geringfügigen Aufschlüssen über das Innere der Schale muß auf diese äußeren Kennzeichen besonderer Wert gelegt werden.

Von Innenmerkmalen ist nur eine Längsleiste auf der Brachialklappe sichtbar, deren Schale z. T. abgesplittert ist. In der großen Klappe bemerkt man einen von zwei konvergierenden Schloßleisten umgebenen deutlichen Muskelzapfen. Fig. 7b.

Vorkommen: Diese, alle mitteldevonischen Formen an Größe übertreffende neue Art liegt in einem Exemplar aus dem unteren Oberdevon von Hatschkiri (Zisternenbrunnen des Dorfes) vor. Das Stück befindet sich im Mus. Senckenbergianum zu Frankfurt a. M.

---

[1]) *Chas. Tschernychewi* HOLZAPFFEL, E. HOLZAPFEL: Die Fauna der Schichten mit *Maeneceras terebratum* SANDB. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft XVI, Taf. 19, Fig. 6, 7, S. 137.

[2]) l. c., Taf. 17, Fig. 3c.

8. *Productella forojuliensis* Frech.

Taf. 1, Fig. 8a, b.

Productella forojuliensis: Frech, Zeitschr. d. Geol. Ges. 1891, Taf. 47, Fig. 7a—b = *Productus subaculeatus* Broili, non Murchison. Separatabdruck aus Grothes Vorderasienexpedition, Paläontologischer Anhang, Taf. I, Fig. 6.

Verschieden von der undeutlichen *Productella* cf. *subaculeata* und der unten erwähnten *Strophalosia calva* ist eine von Broili aus dem Niederen Tauros (Abstieg nach Hadjin, Antitauros) beschriebene kleine Art, deren Original ich dank der Liebenswürdigkeit des genannten Forschers untersuchen konnte. Es handelt sich um eine echte *Productella*, d. h. um eine mit kräftigen Stacheln versehene Form, die ich für ident mit der von mir aus den Karnischen Alpen beschriebenen *Productella forojuliensis* halte. Sowohl die taurische wie die karnische Form (deren Original mir vorliegt) unterscheiden sich von *Productella subaculeata* durch den Besitz sehr viel zahlreicherer Stacheln. Die einzige Schwierigkeit in der Vergleichung machte der Umstand, daß aus dem Tauros nur konvexe und aus den karnischen Alpen fast nur konkave Klappen vorliegen. Eine einzige, von mir an der hinteren Kollinalp gesammelte konvexe Klappe stimmt jedoch mit den taurischen Exemplaren gut überein, so daß ich an ihrer Identität nicht zweifle.

Geologisch stimmen die Funde Broilis, welche auf Unteres Oberdevon hinweisen, recht gut mit der karnischen Fauna überein.

Außerdem kommt *Productella forojuliensis*, und zwar in einer mit der taurischen sehr gut übereinstimmenden konvexen Klappe an dem von mir vor vielen Jahren entdeckten Oberdevon-Fundort Langenaubach bei Haiger vor. Der dortige graue Iberger Kalk ist seinerzeit in einem Stollen aufgeschlossen gewesen, und die mehrfach geäußerten Zweifel an der primären Natur dieser Vorkommen erledigen sich dadurch, daß eben dieser Stollen bei den Aufnahmen, die mehrere Jahrzehnte nach meinen Untersuchungen vorgenommen wurden, gar nicht mehr existierte.

9. *Strophalosia calva* Wenjukoff.

Taf. 1, Fig. 9 a—c.

— Wenjukoff. Die Fauna des devonischen Systems im nordwestlichen und zentralen Rußland. Petersburg 1886. Taf. II, Fig. 8.

Die große Kalkplatte von Hatschkiri, auf der das abgebildete Exemplar von *Spirifer mesacostalis* liegt, enthält außerdem eine interessante Form, die in Rußland und den nordpersischen Ketten nachgewiesen ist: Es handelt sich um *Strophalosia calva* Wenj., eine flach gewölbte Art des mittleren Oberdevon Ruß-

lands (aus den Jewlanower und Jeletzer Schichten). Die Art ist von einer ebenfalls bei Hatschkiri vorkommenden *Productella*[1] durch flache Wölbung und größere Breite der Schale unterschieden. Die Schalenoberfläche von *Strophalosia calva* zeigt ziemlich zahlreiche, enger oder weiter gestellte Stachelansätze, die mit dünnen, leicht abfallenden Stacheln bedeckt sind. WENJUKOFF unterscheidet zwei Varietäten: eine mit zahlreicheren (Taf. 2, Fig. 8) und eine mit weniger zahlreichen Stacheln (Taf. 2, Fig. 9). Die vom Tauros und aus Nordpersien stammenden Exemplare gehören der Form mit weniger zahlreichen Stacheln (Fig. 9) an.

Ein mir vorliegendes Exemplar von OREL (Woronesch) in Zentralrußland, das der Varietät Fig. 8 entspricht, beweist jedenfalls die nahe Zusammengehörigkeit dieser Formen.

Ein besonders gut erhaltenes Exemplar aus den nordpersischen Ketten (von Pirgerde) stimmt vollkommen mit dem taurischen überein und gestattet die Untersuchung beider Klappen. Hieraus ergibt sich, daß die konkave Klappe wesentlich breiter ist als die konvexe, ein Merkmal, das auch die Abbildung 8a und 8b bei WENJUKOFF zeigt.

Das Vorkommen der Art ist wichtig, weil die Jewlanower und Jeletzer Schichten schon der Mitte des zentralrussischen Oberdevon angehören.

Das Zusammenvorkommen von *Spirifer mesacostalis* und *Strophalosia calva*, welche beide auf mittleres Oberdevon hinweisen, ist stratigraphisch interessant. Bemerkenswert erscheint das Zusammenvorkommen einer in Amerika und Afrika vorkommenden und einer zweiten aus Zentralrußland zuerst beschriebenen Form im Hohen Tauros.

10. Spirifer mesacostalis[2]) HALL.

Taf. I, Fig. 10.[3])

HALL: Palaeontology of New York, Band IV, Taf. 40, Fig. 1—13.
FRECH: Über paläozoische Faunen aus Asien und Nordafrika. N. Jahrb. f. Mineralogie usw. 1895 II, p. 66/67.

---

[1] Es handelt sich um eine ziemlich häufige, aber wegen schlechter Erhaltung nicht näher bestimmbare Form, die jedenfalls nahe mit *Productella subaculeata* verwandt ist.

[2] FRECH: Lethaea palaeozoica, 2. Band. Stuttgart 1897—1902, p. 222; und TSCHERNYSCHEW: Fauna des mittleren und oberen Devon am Westabhange des Ural. Mém. com. géol. Nr. 3. 1887, besonders p. 196—208.

[3] Nach der Abbildung hat es den Anschein, als ob der von PAECKELMANN aus dem Iberger Kalk des Bergischen Landes (von Metzenberg bei Wülfrath) beschriebene *Spirifer angusticellatus* mit *Spirifer mesacostalis* übereinstimmen könnte. Doch ergab die Vergleichung des Ori-

Die von mir vor fast 20 Jahren aus Nordamerika beschriebene und mit einem nordafrikanischen Vorkommen[1]) verglichene Spiriferenart findet sich in gut erhaltenen Schalenexemplaren in dem mergeligen Kalk von Hatschkiri im Tauros an der Bagdadbahn. Die Exemplare liegen auf großen Platten, die außerdem *Spirifer Verneuili*, *Productella* sp. und *Strophonella* sp. enthalten.

Die Übereinstimmung der taurischen und nordamerikanischen Exemplare ist bemerkenswert. Sie prägt sich vor allem auch darin aus, daß hier wie dort eine kleinere, schmalere, mit wenigen Rippen ausgezeichnete und eine größere breitere Varietät mit zahlreichen Rippen nebeneinander vorkommen. Bei der kleineren Varietät ist die im Mediansinus der Stielklappe auftretende Falte weniger deutlich als bei der größeren Form.

Für die genauere Altersbestimmung des taurischen Oberdevon ist das Vorkommen von *Spirifer mesacostalis* wichtig. Er findet sich in Nordamerika (nach eigenen Aufsammlungen):

1. in den Ithaca beds am Fall Creek bei Ithaca N. Y.
2. in der Chemunggruppe, Chemung county, New York.

Beide Vorkommen liegen also höher als die tiefste Zone des Oberdevon (der Tully Limestone); somit ist auch im Tauros ein Vorkommen des mittleren Oberdevon paläontologisch erwiesen.

Vergleiche mit dem Devon des Niederen Tauros („Antitauros").

Die ersten devonischen Fossilien fand TCHIHATCHEFF im nordöstlichen Antitauros bei der Durchquerung des Karabunar dagh. Die N 30° O streichenden Kalke enthalten neben *Cyathophyllum caespitosum* GOLDFUSS vor allem *Atrypa reticularis* L. in ganz erstaunlicher Menge.

Weitaus reicher an Versteinerungen sind die gelblichen, S 40° O streichenden, entweder vertikal gestellten oder in einem Winkel von 40—50° einfallenden Mergelkalke, die unweit von

ginalexemplares, für dessen Zusendung ich Herrn Dr. PAECKELMANN zu besonderem Dank verpflichtet bin, daß diese Ähnlichkeit nur auf dem Vorhandensein der Falten in dem Mediansinus beruht. Im übrigen sind nicht nur die Rippen von *Sp. angustisellatus* gröber, sondern die Schale ist punktiert, d. h. von kleinen Röhrchen durchbohrt. Ich hebe diese Verschiedenheit besonders hervor, weil eine etwas vergrößerte Darstellung der kleinen Varietät von *Spirifer mesacostalis* durchaus mit der in [1] ausgeführten PAECKELMANNschen Abbildung (Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 70, 1913, Taf. 7, Fig. 5a, b) übereinstimmt.

[1]) In den Hammada am Wege nach Murzuk.

Tschataloglu (Kosan dagh im südwestlichen Antitauros) anstehen, und in denen TCHIHATCHEFF u. a. folgende Arten gesammelt hatte:

Rhynchonella Boloniensis D'ORB.,
Spirifer Verneuili MURCH.,
Dalmanella striatula SCHLOTH.,
Productella subaculeata MURCH.,
Cyathophyllum quadrigeminum GOLDF.

Ferner werden von TCHIHATCHEFF die dunklen kristallinen Kalke von Jerebakan SO von Tschidemé auf Grund von allerdings schlecht erhaltenen Exemplaren des *Cyathophyllum Marmini* M. EDW. and HAIME zum Oberdevon gestellt.

Die gleiche Koralle *Cyathophyllum Marmini* M. EDW. et J. HAIME fand TCHIHATCHEFF zusammen mit *Spirifer Verneuili* MURCH. und *Atrypa aspera* zwischen Belenköi und Felké, und die stattlichste Ausbeute im ganzen Antitauros überhaupt bot sich dem Forscher auf dem Wege von der letztgenannten Niederlassung Felké nach Hadjin.

Aus der Umgebung von Hadjin rühren auch die von F. SCHAFFER gesammelten Fossilien her, welche K. A. PENECKE beschrieben hat. Die Mehrzahl der Stücke stammt aus rotbraunen Sandsteinen und Kalken. die an der Einmündung des Hadjin-ssu in den Ssarran-ssu die westliche Talseite bilden wo der von Hadjin nach Félké führende Weg über den Hussein Bel führt und in die Ssarran-ssu-Schlucht eintritt.

Weitere reiche Funde GROTHES hat BROILI eingehend studiert und bearbeitet; er gibt für das Gesamtgebiet des Antitauros die folgende Liste devonischer Fossilien:

Cyathophyllum supradevonicum PENECKE[1]),
„ *caespitosum* GOLDF.,
„ *minus* ROEM.,
„ *Darwini* FRECH,
„ *Marmini* E. et H.,
„ *Sedgwicki* E. et H.,
„ *heterophyllum* E. et *H.* mut. *torquata* SCHLÜTER,
„ *hypocrateriforme* GOLDF.,
„ *quadrigeminum* GOLDF.,
„ *asiaticum* E. et H. („*Campophyllum*"),
Phillipsastraea Schafferi PENECKE,
„ *micrastraea* PENECKE,
„ *pentagona* GOLDF.,

[1]) Diese als „*Thamnophyllum*" beschriebene Form ist ein *Cyathophyllum* aus der Verwandtschaft des *Cyath. dianthus* GOLDF.

Darwinia rhenana Schlüter,
Favosites Tchihatcheff Haime,
„ *polymorphus* (= *F. cervicornis* Blainville),
„ *cristatus* (Blum.) Frech (*Pachypora*),
„ *reticulatus* (Blainv.) Frech (*Pachypora*),
Striatopora subaequalis E. et H.,
„ *vermicularis* M. Coy,
Syringopora sp.,
Alveolites suborbicularis Lam.,
Coenites fruticosus Stein,
Stromatopora polymorpha Goldf.,
Fenestella antiqua Goldf.,
„ *explanata* Roem.,
Polypora striatella Sandb.,
Productella forojuliensis Frech (= *Productus subaculeatus* Murch.).
Productus Murchisoni Kon.,
Chonetes nana Vern.,
Dalmanella striatula Schloth.,
Orthothetes crenistriatus Phill.,
Atrypa reticularis Linn.,
„ „ var. *aspera* Schloth.,
Spirifer Verneuili Murch. (*disjunctus* Sow.),
„ *Archiaci* Murch.,
„ *Trigeri* Vern.,
„ *Seminoi* Vern.,
„ *Pellico* Arch. et Vern. (?? [die alte Bestimmung dieser mit *Sp. paradoxus* identen Art ist durchaus zweifelhaft.])
Rhynchonella (*Pugnax*) *pugnus* Martin,
„ *livonica* Buch,
„ *Boloniensis* d'Orb.,
„ *letiensis* Goss.,
„ *triaequalis* Goss.,
„ *cuboides* Sow.,
„ *pleurodon* Phill.

Wenn man die stratigraphische Stellung dieser von einer ganzen Reihe von Fundpunkten herrührenden Fauna untersucht, so gelangt man mit Broili zu folgendem Ergebnis:

Eine Reihe von Gattungen ist bezeichnend für das Oberdevon,
verschiedene der Formen treten sowohl im Mitteldevon wie im Oberdevon auf und
einige Arten haben sich bis jetzt nur im Mitteldevon gefunden.

Zu den Formen, welche für das Oberdevon bezeichnend sind, gehören nach Broili *Cyathophyllum Sedgwicki*, *Cyathophyllum Marmini* und *Cyathophyllum minus* Roem.[1]), eine auf das Oberdevon beschränkte Abänderung des *Cyathophyllum caespitosum*, ferner *Phillipsastraea pentagona* Goldf. und *Striatopora vermicularis* M. Coy. Dazu kommen die als neu von Penecke beschriebenen *Pterocoralla: Cyathophyllum supradevonicum, Phillipsastraea micrastraea* und *Ph. Schafferi*, die zusammen mit *Spirifer Verneuili (disjunctus)* gefunden wurden. *Spirifer Verneuili* ist, wie die meisten der angeführten Brachiopoden: *Spirifer Archiaci (Semionoi)*, *Chonetes nana, Rhynchonella pugnus, letiensis, triaequalis, pleurodon*, leitend für das Oberdevon.

Dem Mittel- und Oberdevon gemeinsam sind: *Cyathophyllum caespitosum* und *Cyathophyllum Darwini*. *Cyathophyllum heterophyllum* findet zwar die Hauptverbreitung im Mitteldevon, reicht aber noch vereinzelt bis in das Oberdevon. Mit *Spirifer Verneuili* wird diese Art aus dem Oberdevon von Candas in Asturien durch Barrois genannt.

Die Formen, welche bisher ausschließlich in mitteldevonischen Sedimenten beobachtet wurden, sind *Cyathophyllum quadrigeminum, Cyathophyllum hypocrateriforme* und *Favosites (Pachypora) reticulatus*.

Die devonischen Schichten im Antitauros sind bis jetzt im allgemeinen als Sedimente oberdevonischen Alters betrachtet worden. In der Hauptsache dürfte diese Anschauung auch zutreffen, namentlich für diejenigen Schichten, in denen der charakteristische *Spirifer Verneuili* auftritt; indessen scheint es bei der großen Mächtigkeit der ganzen Serie nicht ausgeschlossen, daß gewisse Teile derselben auf mitteldevonisches Alter Anspruch zu erheben haben, für welche auch die ebengenannten Korallen sprechen.

Cyathophyllum hypocrateriforme befindet sich unter den Aufsammlungen Grothes und stammt vom Abstieg nach Gerdikli, von welcher Route *Spirifer Verneuili* gleichfalls vorliegt.

Es gewinnt daher den Anschein, als ob die betreffenden Lokalitätsbezeichnungen nicht einem einzigen Fundorte, sondern einem größeren Gebiete entsprechen, wie dies z. B. auf den Grotheschen Angaben „Abstieg nach Gerdikli" zum Ausdruck kommt. Aus diesem Grunde nimmt Broili vorläufig für den Antitauros das Vorhandensein mitteldevonischer Schichten an und folgt damit meinen Anschauungen[2]).

---

[1]) Frech: Korallenfauna des Oberdevon Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1885. S. 35.

[2]) Frech: Lethaea palaeozoica. 2. Bd., Tabelle S. 200, S. 244. (Über das Oberdevon des Hohen Tauros, der 250—300 km westlich von den

Auf diese Aufsammlungen hin läßt sich mit ziemlicher Sicherheit der Schluß ziehen, daß, abgesehen von kristallinen Kalken, Phylliten und Schiefern, welche nach der Zusammenstellung SCHAFFERS einen großen Anteil an dem Aufbau des Gebirges nehmen sollen, von Sedimentärgesteinen vor allem mehr oder minder gefaltete devonische Kalke nicht nur die westliche, sondern auch die östliche Kette des Antitauros aufbauen. Diese Kalke enthalten überwiegend eine oberdevonische Fauna, deuten allerdings auch auf das Vorkommen von Mitteldevon hin.

Daß im Oberdevon Europas und Asiens die Verschiedenheit oder Ähnlichkeit der einzelnen Vorkommen mehr auf der faziellen, als auf der geographischen Entwickelung beruht, bedarf keines erneuten Nachweises. Da im Tauros Goniatiten- und Clymenienfazies gänzlich fehlen, finden wir in Europa die Beziehungen zu Vorderasien vornehmlich in dem räumlich weit abliegenden unteren Oberdevon (Frasne-Stufe) von Aachen ausgeprägt; dagegen zeigt die Entwickelung des polnischen Mittelgebirges oder Schlesiens viel weniger Ähnlichkeit. In dem Profil des Bahnhofes Walheim bei Aachen[1]) sind es besonders die mittleren Horizonte, die Ähnlichkeit mit den Vorkommen von Hatschkiri zeigen. Man beobachtet hier nach Holzapfel und H. KLÄHN[1]) von oben nach unten:

Oben 5. Schwarze Schiefer mit *Buchiola retrostriata* (Äquivalent des Matagneschiefers Belgiens) mit *Spirifer Verneuili* var. *conoidea*, *Sp. simplex*, *Sp. pachyrhynchus*, *Athyris minuta*, *Rhynchonella cuboides*, *Liorhynchus megistanus*, *Liorh. tumidus*, *Dielasma elongatum*.

4. Schiefer und Kalkmergel mit *Spirifer Verneuili*, *Strophalosia productoides*, *Strophonella retrorsa*, *Dalmanella Iwanowi*, *Dal. resupinata* var. *iowensis*, *Douvillina Dutertii*, *Productella subaculeata*, *Prod. Larminati*, *Spirifer pachyrhynchus*, *Athyris minuta*, *Ath. reticulata*. *Atrypa longispina*.

3. 20—25 m dünnbankige Knollenkalke mit *Rhynchonella cuboides*, *Spirifer Archiaci*, *Athyris minuta*, *Productella subaculeata*, *Prod. sericea*, *Spirifer Verneuili* var. *conoideus*, *Spir. bifidus*, *Spir. deflexus*, *Spir. simplex*, *Spir. pachyrhynchus*, *Ambocoelia walheimensis*, *Athyris Bayeti*,

durch GROTHE und TCHIHATCHEFF ausgebeuteten Fundorten des Niederen Tauros liegt, wurden die ersten Mitteilungen veröffentlicht in einem Autorreferat des Neuen Jahrbuchs 1913, I.)

[1]) HANS KLÄHN: Die Brachiopoden der Frasne-Stufe bei Aachen. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, **33**, 1—39, Taf 1 u. 2.

Rhynchonella cuboides var. *venustula* HALL., *Liorhynchus formosus?*, *Liorh. megistanus*. *Pentamerus brevirostris*.

2. ca. 250 m dickbankiger, grauer Kalk mit Stromatoporen, Phillipsastreen, Cyathophyllen und Endophyllen. Brachiopoden selten: *Pentamerus brevirostris*.
1. Mergelige Schiefer und Knollenkalke mit *Spirifer Seminoi*, *Sp. Malaisi*, *Sp. bisinus*, *Douvillina Dutertii*.

Die kalkigen, in einzelnen Horizonten Kalklager einschließenden Schiefer, welche in der Umgegend von Konstantinopel die beiden Seiten des Bosporus[1]) zusammensetzen, gelten mit Rücksicht auf die Mehrzahl der daselbst gefundenen Versteinerungen als unterdevonisch[1]). Doch hat schon F. ROEMER[2]) darauf hingewiesen, daß die petrographisch z. T. an Kramenzelkalke erinnernden Gesteine den höheren Abteilungen des Devon entsprechen würden. Die damals noch fehlenden paläontologischen Belege für diese Ansicht sind einige Jahre später durch DE VERNEUIL erbracht worden[3]). Es kann nach der heutigen Kenntnis der devonischen Faunen keinem Zweifel unterliegen, daß *Phillipsastraea pentagona* sicher auf Oberdevon, *Retzia ferita*, *Cyath. quadrigeminum* und *caespitosum* und *Alveolites suborbicularis* bestimmt auf Mitteldevon hinweisen.

Untersuchungen kartographischer Art sind gerade an den mit Forts bedeckten Bosporus-Ufern nicht ohne weiteres ausführbar, und ich habe daher trotz wiederholter längerer Aufenthalte auch keine zusammenhängenden Studien dort begonnen. Immerhin sei erwähnt, daß die verschiedenen Faunen auch verschiedenen Horizonten und mannigfachen Gesteinen, Kalk, Schiefer, Quarzit etc. angehören. Ich gebe eine Gliederung des bisher aus der Gegend des Bosporus bekannten Paläozoikums, lediglich um den Hinweis zu bringen, daß auch hier noch viel zu tun ist:

6. 7. Ober- und Mitteldevon. Der schon durch DE VERNEUIL gelungene Nachweis der oben angeführten Korallen und Brachiopoden des höheren Devon hat neuerdings keine Erweiterung erfahren.

Unterdevon:

5 Schiefer mit der Fauna der oberen Coblenzstufe kenne ich u. a. aus der Gegend von Therapia.

---

[1]) TCHIHATCHEFF: Le Bosphore et Constantinople avec carte géologique. 1864. 2) TCHIHATCHEFF: l'Asie Mineure 4. partie. Géologie Vol. I. p. 479. 1867.

[2]) N. J. 1863. p. 521 ff. t. 5.

[3]) DE VERNEUIL: Appendice à la faune dévonienne du Bosphore. Extrait de l'Asie Mineure par TCHIHATCHEFF. Paléontologie p. 425–495. Paris 1869.

4 Quarzitische, ziemlich mächtige Schichten ohne Versteinerungen erheben sich — wie am Mittelrhein — infolge ihrer großen Härte um 150—170 m über ihre niedrigere Umgebung. Das beste Beispiel dieser asiatischen, vorläufig mit den Coblenzquarziten zu vergleichenden Schichten ist der Bulgurlu bei Skutari, der schönste Aussichtspunkt der weiteren Umgebung von Konstantinopel.

3 Schiefer mit der Fauna der unteren Coblenzstufe sind ebenfalls schon seit längerer Zeit bekannt.

2 Dunkele Kalke mit der Tierwelt des kalkigen Unterdevon (Hercyn), d. h. mit *Pentamerus pseudoknighti* Tschern. beschreibt neuerdings F. Herrmann im Zentralblatt für Mineralogie etc. 1911 S. 774.

1 Schiefrige Kalke, die besonders durch massenhaftes Vorkommen von *Halysites catenularia* als Obersilur[1]) gekennzeichnet sind, stammen von Pendeck.

Auch mir liegen nach den Aufsammlungen von Endriss diese Funde von Halysites vor.

Weiter östlich, in Hocharmenien und Persien, ist Unterdevon ebensowenig wie im Hohen Tauros vertreten. Die hier mit den Calceolaschichten von Daheha am Araxes einsetzende mitteldevonische Transgression kennzeichnet ebenso den Tauros und die ganze Entwickelung des zentralen und östlichen Asien[2]). Jedenfalls beginnt die einheitliche Entwickelung, die den Tauros mit den nordpersischen Ketten verbindet, bereits im Devon.

3. Das Karbon.
Unterkarbon

(Tournai- und Viséstufe)

Die Fauna des tieferen Unterkarbon. Taf. II—VI.

Die reiche, etwa 10 Minuten unterhalb der Naturbrücke Yer-köprü gefundene Fauna der Stufe des *Spirifer tornacensis* (Tournai-Stufe), die ich schon vor 16 Jahren in Hocharmenien und Nordpersien nachweisen konnte, war im Hohen Tauros selbst bisher noch gänzlich unbekannt. Das Gestein ist ein wohlgeschichteter kalkig-sandiger, braun oder graubraun gefärbter

[1]) Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie 1911 S. 224.

[2]) Eine neuere Zusammenstellung der Entwickelung des Devon und seiner Trangression in Central- und Ostasien habe ich in Richthofen: China, Band V gegeben.

Schiefer, aus dem zahlreiche Brachiopoden und Zaphrentiden herauswittern, während Phillipsien (*Ph. gemmulifera* u. a.) sowie Zweischaler, Gastropoden (*Platyceras*, *Euomphalus*) selten vorkommen. Die Versteinerungen finden sich lose zu beiden Seiten des von Hatschkiri und der Bahnstrecke nach der natürlichen Brücke führenden Saumweges in einem steil zum Tschakit abfallenden dicht bewaldeten Hange. Der herrschende Waldbaum ist hier wie überall in den tieferen Lagen des Tauros die Seekiefer (*Pinus maritima*).

Die Liste der Fauna von Yerköprü umfaßt folgende Arten:

Griffithides cf. globiceps PHILLIPS sp.,
Phillipsia Strabonis n. sp.,
Phillipsia gemmulifera PHILLIPS sp.,
Platyceras neglectum DE KON. sp.,
Euomphalus (*Phymatifer*) *tuberculatus* DE KONINCK var. *taurica* FRECH,
Conocardium herculeum DE KON. (selten),
Spirifer tornacensis DE KON. (sehr häufig, bedeutende Größe erreichend),
Spiriferina (*Syringothyris*) *cuspidata* SOW. mut. nov. *curvata* (nicht selten, durch seine Größe bemerkenswert),
Sp. (*Syringothyris*) *plena* HALL (selten),
Spiriferina octoplicata SOW. (selten),
Spiriferina laminosa L'EVEILLÉ (ziemlich häufig),
Athyris Royssii L'EVEILLÉ (häufig),
Athyris Royssii L'EVEILLÉ mut. *tornacensis* FRECH,
Athyris Royssii L'EV. var. *glabristriata* PHILL. (selten),
Athyris lamellosa L'EV. (nicht selten),
Leptaena analoga PHILL. (ziemlich häufig),
Orthothetes crenistria PHILL. sp. (zieml. häufig),
Orthothetes crenistria PHILL. var. *Kellii* M'COY,
Productus scabriculus MART. sp.? (sehr selten),
Productus Burlingtonensis HALL (die häufigste Art),
Dalmanella Michelini L'EVEILLÉ (häufig),
Chonetes ornatus SHUMARD,
Chonetes Hardrensis PHILLIPS,
Zaphrentis cornu copiae MICH.,
Zaphrentis vermicularis DE KON.
Cyathophyllum? excavatum M. EDWARD et HAIME sp.,
Palaeacis cyclostoma PHILL. sp. Nicht näher bestimmbar sind Crinoidenstiele und Bryozoenreste.

Die Beschreibung erfolgt schon deshalb mit besonderer Ausführlichkeit, weil der Fundort von der Eisenbahnstation

Hatschkiri auf bequemem Wege in etwa einer Stunde erreicht werden kann und am Wege zu der auch landschaftlich besonders eindrucksvollen Naturbrücke Yerköprü liegt.

Phillipsia.

Phillipsia Strabonis n. sp.

Taf. III, Fig. 7a—c.

Eine typische *Phillipsia*, von der ich je drei Glabellen und Pygidien bei Yerköprü sammelte, steht der jüngeren *Phillipsia aequalis* H. v. Meyer[1]) am nächsten. Den wichtigsten Unterschied zwischen der älteren und jüngeren Art bildet die Form des Pygidiums, welches bei *Phillipsia aequalis* breit und ohne deutlichen Randsaum, bei *Phillipsia Strabonis* verlängert und mit einem wohl abgesetzten, d. h. ungefurchten Randsaum versehen ist.

Weniger ausgeprägt sind die Unterschiede der *Glabella*, die bei *Phillipsia Strabonis* stärker gewölbt und daher mit einem von oben wenig deutlich abgesetzten Saume ausgestattet ist. Bei *Phillipsia aequalis* ist die Wölbung flacher und der vordere Randsaum daher deutlicher abgesetzt. Abgesehen davon sind die typischen Stücke, wie sie v. Koenen von Herborn beschreibt, winzig klein. Ein größeres, jedenfalls in die nächste Verwandtschaft von *Ph. Strabonis* gehöriges Exemplar liegt mir allerdings von Altwasser in Schlesien vor[2]), das auch in den Größenverhältnissen vollkommen mit *Phillipsia Strabonis* übereinstimmt und sich nur durch die Wölbung und den Randsaum unterscheidet.

Vorkommen: Selten (6 isolierte Exemplare) bei Yerköprü zusammen mit *Spirifer tornacensis*, *Athyris Royssii*, *Platyceras neglectum* und *Productus Burlingtonensis*. Ich benenne die neue Art nach dem alten Strabo, der den eigentümlichen Stromwirbel an der natürlichen Brücke anschaulich beschreibt und ihn vielleicht sogar aus eigener Anschauung gekannt hat.

Die Bestimmung der Phillipsien des Kohlenkalkes wird dadurch erschwert, daß die Beschreibungen der deutschen Arten

---

[1]) *Phillipsia aequalis* H. v. Meyer sp. em. v. Koenen. Vergleiche v. Koenen: Neues Jahrbuch für Min. usw., Stuttgart 1879, S. 312. — (Emmrich: in Programm der Realschule zu Meiningen, 1844, S. 15 u. 27. Fig. 6.) — *Calymmene aequalis* H. v. Meyer sp. nov. Act. A. L. C. n. c. XV, 2, S. 100, Taf. 56, Fig. 13. — *Cylindraspis latispinosa* pars Sandb.: Versteinerungen des Rheinischen Schichten-Systems in Nassau, S. 33, T. 3, Fig. 4b u. c. (exkl. 4 u. 4a).

[2]) Scupin: Zeitschrift Deutsch. Geolog. Ges. **52** (1900), S. 10. Textfigur 2. — Die schlesische *Glabella* unterscheidet sich von *Ph. aequalis* durch bedeutendere Größe und eine mit *Ph. Strabonis* übereinstimmende Anordnung der Glabellenfurchen. Doch springt der Randsaum der *Glabella* ebenso deutlich vor wie bei *Ph. aequalis*. (Tafel III, Fig. 9a, b.)

zwar sorgfältig und genau, aber im allgemeinen durch zu wenige Abbildungen erläutert sind. Insbesondere sind die Beobachtungen v. KOENENS über die im unterkarbonischen Schiefer von Herborn liegenden Phillipsien ohne Abbildungen veröffentlicht; doch konnte ich glücklicherweise eine Anzahl von Originalexemplaren v. KOENENS studieren. Andrerseits ist die Monographie der englischen gleichalten Formen aus der Feder von H. WOODWARD zwar durch zahlreiche künstlerisch ausgeführte Abbildungen erläutert, aber schwer benutzbar, da der Verfasser — wie die meisten Engländer — fremde Sprachen nicht kennt und die auswärtige Literatur daher so gut wie unberücksichtigt läßt.

Um wenigstens die vorliegenden Formen etwas besser zu erläutern, habe ich daher *Phillipsia aequalis* von dem KOENENschen Fundorte Herborn, und zwar nach KOENENschen Originalexemplaren, abbilden lassen, sowie ferner ein vollständiges Exemplar von Aprath bei Elberfeld hinzugefügt. (Taf. III. Fig. 8a—d.)

Auch die an Größe den taurischen Stücken gleichkommende schlesische Glabella, die SCUPIN schon einmal beschrieben hat, wurde noch einmal abgebildet.

Phillipsia gemmulifera PHILLIPS sp.

Tafel V, Figur 1c (rechts), Vergl. Fig. 4.

Vgl. WOODWARD: British Carboniferous Trilobites. Palaeontographical Society London 1883—84. Taf. III, Fig. 1—8. (Hier auch die ausführlichen Literaturangaben.)

Von dieser wichtigen Art, die in Belgien den unteren Kohlenkalk, d. h. die Stufe von Tournai kennzeichnet, liegt ein am Proximalrand etwas beschädigtes, in den Einzelheiten der Oberfläche aber wohl erhaltenes Pygidium vor. Es stimmt mit dem Stück von Tournai, das auch in der Lethaea palaeozoica Tafel 47, Fig. 9 abgebildet ist, gut überein und ähnelt diesem Stück sogar noch mehr als den Abbildungen WOODWARDS. Denn bei dem taurischen und belgischen Stück sind auf der Rhachis deutlich 6 Reihen von Tuberkeln vorhanden, während die zitierten Abbildungen deren nur 4 erkennen lassen. Abgesehen hiervon bestehen keinerlei Unterschiede zwischen den englischen und den beiden Exemplaren aus dem Tauros und von Tournai. Der Unterschied der englischen Abbildungen dürfte wohl mehr auf abweichender Erhaltung als auf zoologischen Verschiedenheiten beruhen.

Die Schale des taurischen Stückes, das auf derselben Platte mit *Spirifer tornacensis* und *Syringothyris cuspidata* mut. *curvata* liegt, zeigt eine sehr bezeichnende dunkelbraune Färbung.

Die nächst verwandte, durch eine für karbonische Tri-

lobiten auffällige Größe ausgezeichnete Art ist *Phillipsia truncatula*[1]). Ein ziemlich großes Pygidium hat Scupin aus der Zone des *Productus sublaevis* von Silberberg abgebildet. Ein mindestens doppelt so großes Exemplar liegt vom gleichen Fundort in der Breslauer Sammlung. Beide stehen in ihren Merkmalen der *Phillipsia gemmulifera* nahe, so daß die Unterscheidung eigentlich nur auf der Größe beruht. Die Abbildung Scupins ist etwa doppelt so groß, das größte Exemplar der Breslauer Sammlung dreimal so groß wie die abgebildete *Phillipsia gemmulifera* aus dem Tauros; Länge und Breite des (am Rande nicht besonders gut erhaltenen) großen Pygidium betragen je ca 5 cm; die wirkliche Länge des Pygidiums ist auf 6—6½ cm, die Länge des ganzen Tieres also auf ca 18 cm zu schätzen — eine für einen Karbontrilobiten sehr beträchtliche Größe.

Griffithides.

Griffithides cf. *globiceps* Phillips sp.

Tafel III, Figur 6 a, b.

H. Woodward: British Carboniferous Trilobites. 1883—84. Taf. 6, Fig. 1a und b.

Die zitierten Abbildungen von Woodward sind zwar künstlerisch ausgezeichnet wiedergegeben, doch fehlt auf dem Pygidium des zitierten *Griffithides* der bezeichnende glatte Rand, welcher sich von den Pleuren deutlich abhebt. Ich glaube daher zur Ergänzung der Woodwardschen Abbildung die Abbildungen eines Exemplars von Ballyhomock, Grafschaft Limerick in Irland, wiedergeben zu müssen. Aus meinen Abbildungen ergibt sich, daß es lediglich von der Orientierung abhängt, ob der Rand sichtbar ist oder nicht. Gerade der Rand ist auf einem taurischen nur 9 Segmente umfassenden Pygidium sehr deutlich. Es würde sich dieses Bruchstück somit von den Woodwardschen Figuren gut unterscheiden, während es von den irischen Original-Exemplaren nicht unterschieden ist. Eine sichere Übereinstimmung ist trotzdem nicht zu konstatieren, da beide mir vorliegenden englischen Exemplare 12 Segmente enthalten. Nimmt man jedoch an, daß das taurische Stück zerbrochen ist, so wäre gegen eine Identifizierung kaum etwas einzuwenden.

Vorkommen: Bei Yerköprü finden sich auf derselben Platte:

Griffithides cf. *globiceps* Phill. sp.,
Spiriferina laminosa l'Ev.,
Orthothetes crenistria Phill. sp.,
Athyris Royssii l'Ev.,

---

[1]) Taf. V, Fig. 3. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. **52** (1900), Tafel I, Fig. 4. Unteres Karbon. Neudorf bei Silberberg.

Ich füge die Abbildung eines besonders gut erhaltenen *Griffithides mucronatus* aus dem unteren Oberkarbon Schlesiens bei, um zu zeigen, (Taf. III, Fig. 4) daß einer verschiedenen Ausbildung des Pygidiums, wie sie *Griffith. globiceps* und *Phillipsia Strabonis* zeigen, auch die Verschiedenheit der Glabella entspricht.

Euomphalus.

Euomphalus (Phymatifer) tuberculatus DE KONINCK var. *taurica* FRECH.

Taf. IX, Fig. 5.

Von den beiden für die Ober- und Unterstufe des Kohlenkalkes bezeichnenden Arten von *Phymatifer* gibt KOKEN (Leitfossilien, Seite 563) folgende Differentialdiagnose, die ich mit einer kleinen Änderung hier in der Anmerkung[1]) wiedergebe. Die Änderung erfolgte auf Grundlage der im hiesigen Institut befindlichen Originalbestimmungen DE KONINCKS. Eine im Tauros vorkommende Form bildet nun in gewissem Sinne ein Zwischenglied der beiden europäischen Arten. Die Oberkante erinnert mit ihren sehr groben und wenig zahlreichen Knoten an *Euomphalus pugilis* (Taf. IX, Fig. 2). Die gerundete Unterseite stimmt dagegen mit *Euomphalus* (*Phymatifer*) *tuberculatus* Fig. 6 überein. Auch in bezug auf die schwach ansteigende Form des Gewindes vermittelt die neue Form zwischen den beiden bekannten Arten. Ich möchte auf ihre Eigentümlichkeiten auch durch eine Abbildung hinweisen, trotzdem das vorliegende Exemplar schlecht erhalten ist. Es scheint sich um die Abzweigung des jüngeren *Euomphalus pugilis* von dem älteren *Euomphalus (Phymatifer) tuberculatus* zu handeln.

Vorkommen: Unteres Unterkarbon, sandige Kalkschiefer von Yerköprü.

Platyceras.

Platyceras neglectum DE KON. sp.

Taf. III, Fig. 3a, b.

Capulus neglectus DE KON. Ann. Mus. R. Belgique Bd. VIII, t. 46, f. 4–7, p. 77.

Abgesehen von einem geringen Unterschied stimmt die Abbildung der belgischen, aus den Tournai-Schichten stammenden Art mit den drei vorliegenden Exemplaren überein. Die Mündung verläuft auf KONINCKS Fig. 5 schräg, bei dem taurischen Exemplar dagegen mehr geradlinig.

---

[1]) *Euomphalus pugilis* PHILL. Ob. Kohlenkalk Europas. Flach, oben und unten kantig und mit einer Knotenreihe. — *Euomphalus tuberculatus* DE KON. Unt. Kohlenkalk Europas. Gewinde aufsteigend. Oberseite flach, durch eine kantige Knotenreihe abgegrenzt. Windungen i. a. gleichmäßig rund. Untere Knotenreihe schwächer entwickelt; nach der Mündung obliteriert.

Vorkommen: Unterstes Karbon, km 306; seitlich der Bahn zwischen Hatschkiri und Yerköprü ungefähr 100 m über dem Fluß und 200 m unter der Bahn.

Conocardium.

Conocardium herculeum de Koninck.

Taf. III, Fig. 5a, b.

de Koninck: Faune du Calcaire Carbonifère de la Belgique V, Taf. 18, Fig. 1—6, p. 103.

Unter den verhältnismäßig zahlreichen *Conocardium*-Arten des belgischen Kohlenkalkes, die in dem großen Tafelwerk de Konincks abgebildet wurden, lassen sich vor allem zwei Gruppen unterscheiden: eine mit gleichmäßig gerundetem Rücken und eine zweite mit scharfer Kante. Die kantige Gruppe, zu der außer der in Rede stehenden Art *Conocardium trigonale* Philipps gehört, ist weniger vielgestaltig als die andere. Ein mittelgroßes Exemplar von Yerköprü, dessen feine Gitterskulptur der Schalenoberfläche auch deutlich hervortritt, dürfte mit der vielfach bedeutendere Größe erreichenden Form von Tournai übereinstimmen. Sowohl Vorder- wie Hinterseite sind mit ziemlich gleichmäßig voneinander entfernten radial verlaufenden Rippen bedeckt.

Vorkommen: Tournai-Stufe, braune Kalkschiefer unterhalb Yerköprü.

Spirifer.

Spirifer tornacensis de Kon.

Taf. II, Fig. 1a—d.

1883 — de Koninck. Bull. du Musée royal d'hist. nat. de Belg., t. 2, p. 386, t. 13, f. 1—9.

1887 — Faune du calcaire carbonifère de Belgique. Teil 6. Annalen desselben Museums Bd 14, p. 110, t. 25, f. 1—13.

1900 F. Frech. Über das Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. Beitr. z. Paläontologie Österreich-Ungarns u. d. Orients: Bd. 12, p. 201/2, t. 16, f. 10a—11b.

Zu Hunderten kommen die doppelklappigen, meist mittelgroßen Exemplare der Leitform des tieferen Unterkarbon bei Yerköprü wie in den Schichtengruppen 2a und 2b am Arpatschai vor. Die Übereinstimmung mit den zahlreichen vorliegenden, von Koninck bestimmten belgischen Exemplaren ist augenfällig.

Auch bei Yerköprü finden sich breite und hohe Formen, wie sie de Koninck auf Tafel 25 bes. auf F. 1 abbildet. Nur wäre zu bemerken, daß ein so hohes und mit so hoher Area versehenes Exemplar wie unsere Fig. 1b, c aus Belgien bisher noch nicht abgebildet wurde.

Eine gewisse Ähnlichkeit (besonders der Skulptur) ist mit

dem *Spirifer mosquensis* vorhanden. Jedoch hat *Spirifer tornacensis* mit zunehmendem Wachstum meist die Tendenz zum Breiterwerden, während bei *Spirifer mosquensis* die Höhe zunimmt. Wichtiger sind die Unterschiede im Innern; die starken, mehr als die Hälfte der Schalenhöhe einnehmenden Zahnstützen von *Spirifer mosquensis* divergieren, während die schwachen, nur ein Drittel der Schalenhöhe messenden Zahnstützen von *Spirifer tornacensis* ein durch eine schwache Medianleiste geteiltes Feld zwischen sich einschließen und dann konvergieren. Der innere Bau zeigt ebenso zahlreiche individuelle Abweichungen wie die äußere Form, stimmt aber bei kilikischen, armenischen und belgischen Exemplaren im ganzen vollkommen überein.

Abgesehen von einem zweifelhaften hierher gerechneten Steinkern aus Irland (bei BAYLEY, Illustrat. Brit. Foss. 1875 t. 38, f. 1b) wird das Vorkommen der Art in England durch einige vortrefflich erhaltene Exemplare aus den „lowest limestones“ von Brentry bei Bristol (Museum Breslau) erwiesen. Aus dem Donjezrevier wird von LEBEDEFF die Art neuerdings erwähnt; auch aus den nordpersischen Ketten konnte ich die Art bestimmen. Auch *Spirifer marionensis* SHUMARD aus dem tiefsten Unterkarbon von Louisiana und Missouri (Kinderhook group) ist, wie ein vorliegendes Exemplar beweist, von *Spirifer tornacensis* nur durch subtile, kaum wahrnehmbare Merkmale zu trennen. *Spirifer tornacensis* ist etwas weniger weit verbreitet als *Productus giganteus* (oberes Unterkarbon), besitzt aber große stratigraphische Wichtigkeit.

Spiriferina.

Spiriferina laminosa L'EV.

Taf. II, Fig. 3a—e.

Literatur bei DE KONINCK: Ann. du Musée Royal de Belgique. Bd. VI (Brachiopoden) p. 103 Vgl. daselbst bes. Taf. 22, Fig. 44—50; Taf. 30, Fig. 30, 3.

Die mittelgroße, mit wohlausgeprägtem Sinus und kräftigen Rippen versehene Schale unterscheidet sich durch zwei Merkmale von anderen Arten;

1. durch die in deutliche Lamellen auslaufenden Anwachsstreifen *(laminosa)*
2. durch eine den spitz vorspringenden Flügel bildende Kante, die den oberen Abschluß der Area bildet.

Auf der freigelegten Innenseite der Stielklappe beobachtet man ein nach beiden Seiten allmählich verschmälertes Medianseptum sowie die Eindrücke der Adduktoren.

Die Art findet sich in Europa nur in der Unterstufe des

Kohlenkalkes d. h. in den Kalken von Tournai und ebenso im Tauros nur bei Yerköprü, wo sie recht häufig vorkommt (ca. 20 Exemplare).

Spiriferina octoplicata Sow.

Taf. II, Fig. 4a–f.

Spiriferina octoplicata Sow. bei DE KONINCK, *Calcaire carbonifère* de Belgique 6. partie, t. 22, f. 32–39, p. 100. Hier auch weitere Literatur.

FRECH: Das marine Karbon in Ungarn, p. 16, Taf. 3, Fig. 6a–b.

Die bei Yerköprü nicht seltenen Exemplare stimmen im Umriß sowie in der Zahl der Falten (6 jederseits) vollkommen mit typischen Exemplaren aus dem Visékalk überein. Ein Exemplar aus dem schlesischen Kohlenkalk von Rotwaltersdorf beweist, daß „*Spirifer crispus*" SEMENOW et auct. non L. wirklich mit *Spiriferina octoplicata* ident ist. Sehr kräftig ist das Medianseptum der Stielklappe ausgebildet. Die Punktierung der Schale tritt deutlich hervor.

Für die Altersbestimmung war die Frage wichtig, ob die oberkarbonischen hierher gehörenden Formen sich näher an *Spiriferina cristata* aus dem Zechstein oder an die unterkarbonische Form anschließen. Die zum Vergleich vorliegenden Stücke aus dem unteren Oberkarbon von Mjatschkowo (FRECH l. c. t. 3, Fig. 7a–b) und dem hohen Unterkarbon (Chester group) von Illinois (*Spiriferina spinosa* NORW. et PRATTEN) nehmen eine Zwischenstellung ein. Die amerikanische Form kennzeichnet sich durch die dornartig hervortretenden Poren als besondere Art. Die Form von Karabschewo bei Moskau (TRAUTSCHOLD: Mjatschkowo, t. 8, f. 5) schließt sich jedoch nahe an die dyadische *Sp. cristata* an (Fig. 7c). Während *Sp. octoplicata* in der Stielklappe jederseits 6 Falten besitzt, zeigt *Sp. cristata* und die Form von Mjatschkowo bei gleicher Größe jederseits deren nur 4. Auch die hohe Area ist der jüngeren Mutation eigentümlich, die auch in der Paläodyas von Timor auftritt. Die einzige Ähnlichkeit zwischen den Exemplaren des russischen Oberkarbon und den weit verbreiteten Unterkarbontypen besteht in der größeren Breite beider. *Sp. cristata* s. str. ist in der Schloßgegend auffällig schmal. Die Moskauer Form dürfte am sinngemäßesten als *Spiriferina cristata* SCHLOTH. mut. zu benennen sein.

Vorkommen: 8 Exemplare bei Yerköprü in der Tornacensis-Stufe.

Zur allgemeinen Stellung von *Syringothyris*.

Ob man *Syringothyris* als Untergattung in die Nähe von *Spirifer* oder aber von *Spiriferina* zu stellen hat, hängt davon

ab, welche Bedeutung man dem Merkmal der punktierten Schale zuerkennt. *Syringothyris cuspidata* besitzt zweifellos eine sehr feine Schalenpunktierung, die besonders deutlich an dem unten erwähnten schlesischen Exemplar zu beobachten ist, und wesentlich subtiler ausgebildet erscheint als bei *Spiriferina laminosa* und *octoplicata*. Wenn man dieses Merkmal als ausschlaggebend für die Gattungsbestimmung ansieht, was jedoch neuerdings zweifelhaft geworden ist, so wäre *Syringothyris* als Untergattung von *Spiriferina* zu bezeichnen.

Syringothyris cuspidata Sow. mut. nov. *curvata*.
Taf. V, Fig. 1a—g.

Sowohl die Abbildungen Davidsons wie die zahlreichen (ohne Erklärung posthum veröffentlichten) Figuren von de Koninck (l. c. t. 32, 33) lassen erkennen, daß die bekannte *Syringothyris cuspidata* eine steil aufstrebende, sehr hohe Area besitzt. Eine Krümmung des Schnabels wurde weder auf den erwähnten Figuren noch bei den mir vorliegenden englischen und schlesischen Exemplaren beobachtet. Dagegen zeigen sämtliche von mir bei Yerköprü gesammelten Exemplare eine ausgeprägte Krümmung der hohen Area. Auch scheint die in der Mitte des Deltidium sichtbare Fortsetzung der Medianleiste kürzer zu sein als bei der europäischen Form. Abgesehen von diesen Unterschieden stimmen die altbekannte Art und die bei Yerköprü nicht selten (7 Exemplare) vorkommende Form überein. Insbesondere ist die Form der Zahnstützen die gleiche.

Da die taurische Form im unteren Kohlenkalk zusammen mit *Spirifer tornacensis* und *Productus burlingtonensis* vorkommt, *S. cuspidata* s. str. aber bisher nur aus dem oberen Kohlenkalk d. h. der Viséstufe zitiert wird, ist die erstere als Mutation aufzufassen.

Über *Syringothyris cuspidata* im schlesischen schiefrigen Unterkarbon: Die scharfe Unterscheidung zwischen der typischen *Syringothyris* des höheren Kohlenkalkes und der neuen Mutation läßt sich nicht überall mit gleichmäßiger Deutlichkeit beobachten. So liegt aus dem schlesischen schiefrigen Unterkarbon (Hausdorf, Fazies der Nötscher Schichten) ein mittelgroßes Exemplar vor, das zwischen dem englischen und dem taurischen Vorkommen vermittelt. An diesem schlesischen Exemplar ist die Area der Stielklappe nur so hoch wie bei der taurischen mut. *incurvata*. Außerdem ist das Exemplar spitzflügelig, d. h. Schloßlinie und Unterkante bilden einen spitzen Winkel, während sie bei den englischen Exemplaren einen rechten Winkel dar-

stellen. Jedoch ist andererseits die Area gerade und nicht, wie bei den taurischen Stücken, gekrümmt. Jedenfalls bildet also das vorliegende Exemplar einen Übergang zwischen der typischen englischen Form, die im reinen Kalk vorkommt, und der taurischen Mutation. Die Vermutung wäre somit auch nicht von der Hand zu weisen, daß es sich nicht um eine Mutation, sondern um eine Fazies-Varietät handelt derart, daß nur in rein kalkigem Sediment die Formen ihre bedeutende Höhe erreichen, auf schlammigem Meeresboden aber niedriger bleiben. Die Frage läßt sich nur durch größeres Material entscheiden.

Neben der var. *curvata* findet sich noch bei Yerköprü selten eine Form, die zuerst aus Amerika durch Hall und später von mir aus Hocharmenien beschrieben worden ist, nämlich:

Syringothyris plena Hall.
Taf. V, Fig. 2a, b.

Hall: Geology of Jowa, Bd. I, t. 13, Fig. 4, t. 14., Fig. 5. — Frech: Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. Beitr. z. Pal. Öst.-Ung. und d. Orients, Bd. XII. 1900, p. 202.

Spirifer plenus unterscheidet sich von der erwähnten schlesischen Varietät und der mut. *curvata* dadurch, daß seine gerade Area noch etwa um ein Drittel niedriger ist als bei beiden genannten Formen. Etwa im selben Verhältnis ist die Gesamtbreite der Schale größer. Die nach innen zu wachsende Verschlußeinrichtung der Stielklappe (der Mediantubus) ist ähnlich gestaltet wie bei mut. *curvata*. Die Streifung der Flügelteile der Schale ist recht deutlich.

Vorkommen: 3 Exemplare von Yerköprü; ferner am Arpatschai in Hocharmenien[1]) und im Burlington-Kalk (tieferes Unterkarbon) Nordamerikas.

Höchstwahrscheinlich gehört in die Synonymik der *Syringothyris plena* die von H. Douvillé aus dem Süden der Provinz Oran (Nordafrika) und aus Persien beschriebene *Syringothyris Jourdyi*[2]). Soweit meine wenig gut erhaltenen Exemplare ein Urteil gestatten, ist jedenfalls die niedrige Area und die verhältnismäßig große Schalenbreite bei den beiden Arten übereinstimmend. Auch die Verbreitung in Nordafrika und Persien würde recht gut zu der erwähnten Annahme stimmen. Mit

[1]) Während ich die Bestimmung der früher von mir im gleichen Niveau am Araxes gefundenen Formen zweifelhaft lassen mußte, stimmen die bei Yerköprü gefundenen Exemplare mit amerikanischen Stücken aus dem Burlington-Kalk überein, so daß auch das Vorkommen in Hocharmenien gesichert sein dürfte.

[2]) Henri Douvillé: Sur quelques *Brachiopodes* à test perforé. Bull. Soc. géol. de France, 4. série, t. IX, 1909, p. 148/149.

unbedingter Sicherheit vermag ich die Übereinstimmung nicht zu behaupten, da der Mediantubus von *Syringothyris Jourdyi* abweichend, d. h. etwas ausgedehnter zu sein scheint. Doch spricht das größte Maß von Wahrscheinlichkeit für die Vereinigung von *Syring. Jourdyi* mit *Syring. plena*. Da die amerikanische *Syringothyris* meist als *Spirifer* zitiert wird, war sie in der sonst überaus sorgfältig durchgeführten Studie H. DOUVILLÉS unberücksichtigt geblieben.

Athyris.

Athyris Royssii L'EVEILLE mut. *tornacensis* FRECH.
Taf. III, Fig. 1a–c.

1863. *Athyris Royssii* DAVIDSON: British Carboniferous Brachiopoda, t. 18, f. 2, 3, 6, 7.
— FRECH: Paläozoicum in Hocharmenien und Persien, S. 203.

Die Athyriden des Karbon sind bekanntlich eine in der Spezies-Entwickelung sehr variable Gruppe, deren einzelne Arten zahlreiche Beziehungen zueinander zeigen. Die in der Überschrift zitierten Abbildungen DAVIDSONS entsprechen den verhältnismäßig schmalen, dicken, mit stark übergebogenem kleinem Schnabel und flachem Sinus versehenen Formen, welche besonders häufig im tiefsten Karbon bei Tournai vorkommen. Die Figur von l'EVEILLÉ (Mém. soc. géol. de France, Sér. I, Bd. I, t. 2, Fig. 18, 19) stellt eine breitere Schale mit ausgeprägterem Sinus dar. Unsere oben abgetrennte Mutation bildet zweifellos den Übergang zu *Athyris globularis*, die sich — bei gleichem Umriß — durch eine noch stärkere Aufwölbung unterscheidet (DAVIDSON, t. 18, f. 5).

Andere Formen bilden wieder den Übergang zu *Athyris expansa* (flach, breit, mit verschwindendem Sinus) usw. Man kann darüber im Zweifel sein, ob derartige Formunterschiede mit Namen zu belegen sind, aber die Tatsache, daß dieselbe schmale und gewölbte Form in Belgien und in Hocharmenien an der Basis des Karbon auftritt, muß auch in der Namengebung zum Ausdruck gelangen. Abgesehen von Tournai ist die Art auch in Großbritannien und Irland (Millecent, Limerick) nicht selten.

Die Mutation ist in Schicht 2a am Arpatschai ziemlich selten, bei Yerköprü ebenfalls selten (vier Exemplare).

Athyris Royssii L'EVEILLÉ
Taf. II, Fig. 3a, d, Taf. VIII, Fig. 4.

1863. DAVIDSON: l. c. t. 18, Fig. 1, 4, 8–11. — FRECH: Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. S. 203.

Die breitere, der typischen von l'Eveillé beschriebenen Art entsprechende Form findet sich selten in der tieferen Schicht (2b) am Arpatschai. Sie ist bei Yerköprü häufig, findet sich aber auch in dem höheren (blauen, dichten) Kohlenkalk der Viséstufe bei Karapunar.

Athyris Royssii l'Ev. var. *glabristria* Phill.

Taf. IV, Fig. 5.

Davidson: Brit. Carboniferous Brachiopoda t. 18, f. 1 = *Athyris ingens* de Koninck. *Brachiopodes*, Ann. Mus. Royal de Belgique XIV, T. 34, t. 20, f. 1—10.

Die große breite Varietät der *Ath. Royssii*, welche durch den Besitz eines tiefen Sinus ausgezeichnet ist, wurde von Phillips und später von de Koninck mit besonderem Namen unterschieden. Es liegen von Yerköprü nur zwei Exemplare vor, die mit inländischen Stücken sowie mit den zitierten Abbildungen vollkommen übereinstimmen.

Die vorliegende Varietät ist beinahe die einzige Form, welche in der tieferen Stufe des belgischen Kohlenkalkes fehlt und in der mittleren (Pauquys und Dréhance) vorkommt. In der oberen, d. h. der Viséstufe ist sie jedoch noch nicht nachgewiesen.

Vorkommen: Yerköprü, selten (2 Exemplare).

Athyris lamellosa l'Ev.

Taf. III, Fig. 2.

Literatur bei de Koninck: Ann. du Musée Royal de Belgique. Bd. VI S 79 (t. 21/1—5).

Die breiten wenig gewölbten Schalen verlängern sich in je 4—5 mm Abstand zu lammellösen, den Anwachsstreifen entsprechenden Fortsätzen, die am Stirnrand weit vorragen und eine wohl zum Schutz der Schalenöffnung bestimmte Schleppe bilden.

Die Art ist an diesen Fortsätzen auf den ersten Blick kenntlich und findet sich in England wie in Belgien (bei Tournai) nur in der Unterstufe des Kohlenkalkes. Ebenso wie in Europa kennzeichnet sie auch im Tauros die braunen, sandig-schiefrigen Kalke von Yerköprü, von wo mir jedoch nur drei gut kenntliche Exemplare vorliegen.

Außer in Europa findet sich die Art auch im tiefkarbonischen Burlington-Kalk in Burlington, Jowa; am gleichen Fundort und im gleichen Horizonte findet sich auch *Productus burlingtonensis*, die häufigste Art bei Yerköprü.

Leptaena.

Leptaena analoga Phill.

Taf. II, Fig. 2 und 3d. links.

1863 *Strophomena analoga* Phill. sp. Davidson: l. c. t. 28, Fig. 1—6, 8—13.
1900 — Frech: Paläozoikum in Hocharmenien und Persien S. 200.

Die vom Untersilur bis Unterkarbon verbreitete Gruppe ist in der bezeichnenden karbonischen Mutation oder Art auch bei Yerköprü und in Hocharmenien (Schicht 2a am Arpatschai), allerdings nicht eben häufig (je 5 Exemplare), gefunden worden.

Orthothetes.

Orthothetes crenistria Phill. sp.

Taf. VI, Fig. 4.

Streptorhynchus crenistria Phill. bei Davidson ex parte Brit. Carb. Brachiop. S. 124, t. 26, 27, Fig. 1, 6, 7.
1900 — Frech: Paläozoikum in Hocharmenien und Persien S. 200, t. 15, f. 6 (große Schale in der Mitte).

Die Fassung, welche Davidson l. c. der Art gegeben hat, ist zweifellos viel zu weit, selbst wenn man die von ihm abgetrennten Varietäten als eigene Arten auffaßt. Immerhin ist der Variationsbereich der Form recht erheblich.

Die typische Form des Karbon besitzt zwei flache Schalen, *Orthothetes umbraculum* (Breslauer Museum), die als Seltenheit noch bei Tournai vorkommt, hat eine konkave Stielklappe und kräftigere Rippen. Bezüglich des letzteren Merkmales zeigen die mir vorliegenden Exemplare (von Glasgow, Krakau, Hausdorf, Laurahütte, Arpatschai usw.) nicht unerhebliche Verschiedenheiten. Doch scheint die Regel zu bestehen, daß jüngere Exemplare feiner gerippt sind als ältere.

Bei Yerköprü nicht selten (7 z. T. sehr große Exemplare).

Orthothetes crenistria Phill. var. *Kellii* M'Coy.

Taf. VI, Fig. 3a—c.

Streptorhynchus — Davidson: . c. t. 27, Fig. 8.
1900 — Frech: Paläozoikum in Hocharmenien und Persien S. 200, t. 15, f. 9a—b.

Die Varietät (oder Art ?) unterscheidet sich von der Hauptform durch konkave Form der Stielklappe und stärkere Wölbung der Brachialklappe. Von gleich großen, ähnlich geformten Stücken des *Orthothetes umbraculum* unterscheiden sich z. B. die vorliegenden Exemplare durch eine um das Dreifache größere Zahl der Radialrippen.

Yerköprü (4 Exemplare) und Arpatschai, Schicht 2b.

Dalmanella (= *Orthis auct.*).

Dalmanella Michelini L'EVEILLÉ (*Rhipidomella* HALL et CLARKE).

1835 *Terebratula Michelini* L'EVEILLÉ: Mém. soc. géol. de France, S. 39, Taf. II, Fig. 14—17.

1863 *Orthis Michelini* DAVIDSON: British Carboniferous Brachiopoda, S. 132—135, T. 30, Fig. 6—12.

1900 FRECH: Paläozoikum in Hocharmenien und Persien, S. 201, Taf. 15, Fig. 15a—d.

Die in Großbritannien und Irland, Belgien, Schlesien (Hansdorf), Hocharmenien und Nordamerika verbreitete und häufige Art kommt auch bei Yerköprü ziemlich häufig (16 Exemplare) vor.

Die recht bezeichnende Abbildung von L'EVEILLÉ würde zur Wiedererkennung der Art ausreichen; die ausgezeichnete Abbildung und Beschreibung DAVIDSONS machen ein Eingehen auf die Charaktere der Art überflüssig.

Die Gattung *Orthis*, zu der *Orthis Michelini* nicht gehört, umfaßt nach J. WYSOGÓRSKI nur die Formen mit faseriger Schale und groben Radialrippen (Kambrium und Untersilur mit Ausläufern im Obersilur und Unterdevon). Die etwa gleichzeitig beginnende *Dalmanella* hat punktierte, radial feingestreifte Schale und unterscheidet sich von *Rhipidomella* OEHL. (auch bei HALL und CLARKE) durch geringere Größe der Muskeleindrücke in der Stielklappe. Der Unterschied von *Dalmanella* s. str. (Typus: *Dalmanella elegantula*) und *Rhipidomella* dürfte lediglich für Abtrennung von Gruppen in Betracht kommen.

Chonetes.

Chonetes ornatus SHUMARD. (?).

Taf. VI, Fig. 5a—c.

Verhältnismäßig selten findet sich bei Yerköprü ein kleiner *Chonetes* mit ziemlich kräftigen, undeutlich dichotomen Rippen, Anwachsstreifen und je 3 Randstacheln.

Der Umriß der nur 1 cm breiten Schälchen ist ungefähr halbkreisförmig, und ich nahm daher Anstand, die vorliegenden Stücke auf die unterkarbonische Art zu beziehen, die einen etwas mehr verbreiterten Umriß besitzt.

Doch fanden sich in der Breslauer Sammlung zwei Exemplare aus der Kinderhook group (tiefstes Unterkarbon) von Missouri, die sowohl in der Größe als auch im Umriß mit den Exemplaren von Yerköprü übereinstimmen. Da nun die sehr bezeichnende Oberflächenskulptur bei den asiatischen und amerikanischen Stücken die gleiche ist, glaube ich beide vereinigen zu können.

Es liegen je 2 Exemplare von Yerköprü und aus Missouri vor.

Chonetes Hardrensis PHILL.
Taf. VI, Fig. 6.

DAVIDSON: British Fossil Brachiopoda, Taf. 47, Fig. 12, S. 186.

Während im oberen taurischen Kohlenkalk *Chonetes* in großer Häufigkeit vorkommt, gehört die Gattung in der tieferen Stufe zu den größten Seltenheiten. Ich habe nur zwei Exemplare der Konkavklappe gefunden, die sich durch ihre außerordentlich feine, dichotomierende Radialskulptur als zu der verbreiteten Spezies *Chonetes Hardrensis* gehörig erweisen. Die vorliegenden Stücke gehören zu der breiteren Varietät und stimmen in der Skulptur gut überein mit den zahlreichen mir vorliegenden Stücken, die aus England, Schlesien und Polen stammen.

Vorkommen: Yerköprü, Tornacensisstufe.

Productus.

Productus burlingtonensis HALL.
Taf. VI, Fig. 1 a—g.

HALL: Palaeontology of New York Brachiopoda, Vol. VIII, T. 2, S. 327.

Die häufigste Art bei Yerköprü ist ein fast immer klein bleibender *Productus* aus der nächsten Verwandtschaft des *Productus semireticulatus.* Die Merkmale dieser in der Mitte und im oberen Teil des Karbon häufigen Art sind auch bei den vorliegenden Exemplaren wahrnehmbar, d. h. Quer- und Längsstreifen sind nur auf dem proximalen Teil der Schale sichtbar, während auf dem distalen, die Schleppe bildenden Teile nur Längsstreifen entwickelt sind. Diese äußeren Längsstreifen sind bei *Prod. semireticulatus* s. str. sehr kräftig, bei *Prod. burlingtonensis* dagegen undeutlich; an ihrer Stelle finden sich Stacheln.

Die inneren Merkmale, d. h. ein Medianseptum (Fig. 1g), der angeheftete Brachialapparat („nierenförmige Eindrücke“ Fig. 1f) und die sehr starke konkave Einwölbung der kleinen Klappe sind bei *Productus burlingtonensis* und *semireticulatus* ungefähr die gleichen. Der Unterschied besteht lediglich in stärkerer Wölbung der Hauptart und der durchschnittlich viel geringeren Größe der älteren Mutation. Immerhin ist dieser Wölbungs- und Größenunterschied bei den Hunderten von Exemplaren, die man nach Belieben bei Yerköprü sammeln kann, durchweg wahrnehmbar. Es ist also eine Änderung der Namensgebung nicht unbedingt notwendig, da es sich um sehr geringfügige, wenngleich konstante Unterschiede zwischen *P. semireticulatus* und *P. burlingtonensis* handelt. Die bei Yerköprü überaus häufige

Art ist als „*Productus semireticulatus*“ nur aus dem Niederen Tauros (dem sogenannten Antitauros) durch VERNEUIL und TCHIHATCHEFF, nicht aber aus Hocharmenien beschrieben worden.

Die aus dem Burlington-Kalk von Burlington (Jowa, Fig. 1a) und aus Illinois vorliegenden Exemplare besitzen meist eine sehr deutliche mediane Furche; doch kommen auch derartig gestaltete Exemplare im Tauros vor.

Die kleine, vom Tauros und dem Innern Nordamerikas bekannte Mutation fehlt auch in Europa nicht. Mir liegen 4 Exemplare von Namèche bei Namur vor, die seinerzeit von DE KONINCK an FERDINAND ROEMER geschickt und als „*Productus semireticulatus*? var.“ bezeichnet wurden. Auch bei diesen 4 Exemplaren finden sich Stücke mit und ohne Medianfurche.

Ferner lassen sich die stark gewölbten konvexen und die etwas schwächer gewölbten konkaven Klappen gut unterscheiden. Die Übereinstimmung mit den taurischen und den amerikanischen Stücken ist vollkommen zweifellos.

Leider fehlt die genauere Bezeichnung des Horizontes für Namèche. Jedenfalls läßt sich die durch geringfügige Differenzen von *Productus semireticulatus* unterscheidbare Mutation in drei Erdteilen nachweisen.

Productus scabriculus MART. sp.?

Taf. VI, Fig. 2a, b.

DAVIDSON: British Carboniferous *Brachiopoda* t. 42, f. 4—7.
FRECH: Marines Karbon in Ungarn S. 19, t. 4, f. 5.
FRECH in RICHTHOFEN: China V S. 75, t. ff, f. 4a—c.

Die Art kennzeichnet sich durch divergierende, stachlige Radialrippen, kräftige Wölbung der konvexen und flache Form der konkaven Klappe. Ein vollständiges Exemplar von Longnor-(Staffordshire) stimmt mit den konvexen beiden isolierten Klappen, die ich bei Yerköprü sammelte, gut überein. Die konkave Klappe zeigt auf der Innenseite das Medianseptum und den dessen Verlängerung bildenden Schloßfortsatz, stimmt jedoch mit keiner der in Betracht kommenden Abbildungen DAVIDSONS gut überein. Am ähnlichsten ist noch *Prod. punctatus* DAVIDSON t. 44, f. 16. Ich bilde diese große Form ab, da sie am Araxes im gleichen Horizont fehlt.

Prod. scabriculus ist eine der wenigen vertikal weit, d. h. von der Unterkante des Karbon bis in die Dyas verbreiteten Formen. Ich betonte schon früher, daß *Prod. scrabiculus* kein Mediansептum in der konvexen Klappe besitzt, also nicht zu dem

Subgenus *Septoproductus* FRECH oder *Tschernyschewia* STOYANOW gehören kann.

Vorkommen: Yerköprü, sehr selten (2 Exemplare).

Coelenterata.

Korallen kommen — allerdings nur in der Form von hornförmigen Einzelkorallen — nicht selten in den Schichten von Yerköprü vor. Die sonst im Unterkarbon verbreiteten Tabulaten fehlen abgesehen von *Paläacis* und einigen wenigen überrindenden, kaum bestimmbaren Fistuliporen gänzlich. Offenbar ist die Faziesentwickelung nur dem Emporkommen kleiner Einzelkorallen günstig gewesen, während Riffkorallen durch den sandig-schlammigen Charakter des Sedimentes am Emporkommen gehindert wurden.

Die Zugehörigkeit der ca. 30 vorliegenden Exemplare muß in den meisten Fällen unsicher bleiben, da eine Freilegung des Kelches meist unmöglich war.

Mit einiger Sicherheit glaube ich die folgenden Arten auf die von DE KONINCK bei Tournai unterschiedenen Zaphrentiden und ein *Cyathophyllum* zurückführen zu können:

Zaphrentis cornu copiae MICHELIN.

Taf. IV, Fig. 2 a—f.

KONINCK: Nouvelles recherches sur les animaux fossiles du calc. carbonifère de la Belgique. p. 100, t. 10, f. 5 und t. 15, f. 2.

Gleichmäßig gekrümmte, ziemlich regelmäßig gewachsene Hörnchen mit 30 + 30 Septen. Die tief eingesenkte Septalfurche liegt auf der konvexen Seite der Krümmung. Das in der Furche befindliche Septum hebt sich dadurch ab, daß die zwei einschließenden Septa zweiter Ordnung größer sind als die sonst vorhandenen Septa zweiter Ordnung. Die Seitensepta heben sich durch deutliche fiederstellige Anordnung ab. Die Septa sind an der Oberkante scharf und nicht gezähnt.

Zaphrentis vermicularis DE KONINCK.

Taf. IV, Fig. 1 a—c.

KONINCK: Nouvelles recherches. p. 95, t. 10, f. 1.

In einem Kelch, der nur wenig kleiner ist als der von *Zaphrentis cornu copiae*, finden sich 22 + 22 Septa, die somit verhältnismäßig weiter voneinander entfernt sind als bei der zuerst beschriebenen Art. Die Fiederstelligkeit der Septa wird durch eine auf der konvexen Seite deutliche und eine auf der Konkavseite liegende zweite kleinere Septalgrube angedeutet. Dagegen sind die Seitensepta durch keinerlei Fiederstelligkeit gekennzeichnet.

Die Mehrzahl der gefundenen, meist verkieselten und daher ungünstig erhaltenen Exemplare ließ sich, wie erwähnt, nicht bestimmen. Die beiden vorliegenden, abgebildeten und besser erhaltenen Stücke sind zweifellos gleichartig und wahrscheinlich mit der genannten KONINCKschen Art ident. Doch ist die Unterscheidung der zahlreichen von KONINCK benannten *Zaphrentis*-Arten so unsicher, daß nur auf Grund einer Revision der Originalexemplare eine sichere Bestimmung der unterkarbonischen Einzelkorallen möglich erscheint.

Cyathophyllum? excavatum M. EDW. et J. H. sp.

Taf. IV, Fig. 3 a—e.

= *Zaphrentis excavata* M. EDW. et J. H. bei DE KONINCK. Nouvelles recherches. p. 94, t. 8, f. 3.

Durch die kegelförmige (nicht hornförmig gekrümmte) Gestalt sind eine größere Anzahl von Einzelkorallen auf den ersten Blick unterscheidbar. Ob sie derselben Art angehören, ist mit Rücksicht auf die Verkieselung nicht zu entscheiden.

Die radiäre Anordnung der nur im Zentrum vierteilig geordneten Septen ist bei größeren Kelchen vollkommen deutlich. Bei kleineren Stücken und dem Embryonalende ist auch stets ein deutliches Hauptseptum in einer Grube zu unterscheiden, das von fiederstelligen Septen umgeben ist (Fig. 3a). Die mehrfach in der Literatur geäußerte Annahme, daß die fiederstellige Anordnung der Septa lediglich durch daß hornförmige Wachstum bedingt sei, ist also dahin zu berichtigen, daß symmetrische Septalanordnung ein ursprüngliches, d. h. embryonales Merkmal ist. Nur die Deutlichkeit der fiederstelligen Septa bleibt bei hornförmigen größeren Exemplaren ausgeprägter, während sie bei zylindrischem und kegelförmigem Wachstum verschwindet.

Die Gattungsbestimmung der vorliegenden Art als *Zaphrentis* ist wohl sicher unrichtig. Jedenfalls zeigt die zitierte Kelch-Abbildung von DE KONINCK auch im Kelch eine sehr deutliche peripherische Blasenzone und eine undeutliche Septalgrube, wie sie auch bei Cyathophyllen vorkommen kann.

Die innere Struktur konnte jedoch bisher nirgends in Schnitten und Schliffen beobachtet werden, so daß die Gattungsbestimmung unsicher bleibt.

Vorkommen: Von den bei Yerköprü gefundenen Einzelkorallen dürften etwa 6 zur vorliegenden Art zu rechnen sein.

Palaeacis.

Palaeacis cyclostoma PHILL. sp.

Taf. IV, Fig. 4a, b.

1836 *Hydnopora? cyclostoma* PHILLIPPS. Yorksh. II, p. 202, t. 2, f. 9, 10.
1851 *Propora cyclostoma* M. EDW. et H. Polyp. foss. paléoz. p. 225.
1866 *Ptychochartocyathus laxus* LUDWIG in: Palaeontographica XIV, p. 189, 231, t. 47, f. 14, t. 69, f. 2a.
1869 *Palaeacis laxa* KUNTH in: Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. XXI, p. 185, t. 2, f. 2.
1872 *Palaeacis cyclostoma* DE KONINCK: Nouv. Rech. Anim. foss. terr. carbonif. Belg., 1. Partie, p. 159, t. 15, f. 8.
1878 *Palaeacis cyclostoma* ETHERIDGE and NICHOLSON: On the genus *Palaeacis* in: Ann. and Magaz. nat. hist., Vol. I, fifth Ser., p. 221, t. 12, f. 1—8, f. 16—20.
1883 *Palaeacis cyclostoma* F. RÖMER: Lethaea palaeozoica I, p. 518, t. 39, f. 12a, b.

Die vorliegende, auf einem Exemplar von *Spir. tornacensis* aufgewachsene Koralle besteht aus zwei Individuen und zeigt das aus strahlenförmig angeordneten Septaldornen bestehende Kelchinnere und die zwischen den Kelchen liegende Oberfläche, die wie wurmförmig zerfressen aussieht. Die Kelche sind etwas kleiner als bei den vorliegenden Exemplaren aus Schlesien.

Über die innere Struktur konnten schon wegen der geringen Höhe der Individuen keine Beobachtungen gemacht werden. Es handelt sich wahrscheinlich um eine an *Pleurodictyum* erinnernde Art des Wachstums, wo die Höhenentwickelung durch ungünstige Verhältnisse — starke Schlammführung des Meereswassers — hintenan gehalten wurde.

Ob der innere Bau an echte Anthozoen erinnert oder mehr mit *Thecia*, d. h. mit den Tabulaten übereinstimmt, oder ob endlich *Palaeacis* in die Nähe der Stromatoporiden zu rechnen ist, konnte bisher nicht festgestellt werden.

Über die Unsicherheit der systematischen Stellung hat bereits FERDINAND ROEMER zutreffend geurteilt.

Wichtig ist dagegen die enorme Verbreitung der winzigen Form (Schottland, England, Belgien, Schlesien, Nordamerika), zu der nun noch der Tauros (Yerköprü) hinzukommt.

Über ein vereinzeltes Vorkommen von Kohlenkalk zwischen Hatschkiri und Yerköprü.

Der steil aufgerichtete Kohlenkalk, der bei dem Höhenpunkte 530 m zwischen Hatschkiri und Yerköprü nahe der Kreidegrenze auftritt, enthält einige nicht ganz genau bestimmbare organische Reste, die bereits oben kurz erwähnt worden sind.

Leider sind sämtliche Stücke teilweise verkieselt, so daß sie zwar herauswittern, aber doch andererseits nicht zur Herstellung von Dünnschliffen verwendet werden können. Neben einem stockförmigen *Cyathophyllum* und einer nicht näher bestimmbaren *Athyris* erlauben die beiden folgenden Reste eine wenigstens annähernde Bestimmung:

1. *Fistulipora minor* M'Coy.?

Vgl. A. Nicholson: Tabulate Corals (1879), S. 306—308, Figur 39 (Textbild).

Am häufigsten fand ich Durchschnitte einer *Fistulipora*, die aus unregelmäßig baumförmig verzweigten Knollen besteht. die zum Teil innerlich hohl sind. Diese Wachstumsform würde die Stücke von *Fistulipora minor* unterscheiden, welche nach der Beschreibung von Nicholson dünne unregelmäßige Krusten bildet. Doch erscheint andererseits die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sich solche Krusten zu unregelmäßig baumförmigen Gebilden zusammenschließen. Jedenfalls stimmt die Struktur, die aus bödenlosen, größeren Individuen und einem teils eckig, teils blasenförmig begrenzten Zwischengewebe besteht, mit der Textfigur 39 von Nicholson gut überein. Andererseits fehlen mir englische oder schottische Vergleichsstücke (die auch in jetziger Zeit nicht zu beschaffen wären), so daß ich nur auf die nahe Beziehung und die möglicherweise bestehende Identität zwischen der kleinasiatischen und der schottischen Koralle hinweisen kann.

2. *Rhynchonella pleurodon* Phill. var. *Davreuxiana* de Kon.?

Taf. XI, Fig. 7, 8.

Vgl. Davidson: British Carboniferous Brachiopoda. t. 23, f. 21.

Eine bruchstückweise erhaltene Stielklappe einer kleinen *Rhynchonella* mit spitzer Schnabelform gehört zweifellos in die nächste Verwandtschaft der zitierten Abbildung. Bezeichnend für die englische und für die taurische Form ist das Vorhandensein von zwei Falten im Sinus und eines verhältnismäßig spitzen Schnabels. Nur die Auffindung besseren Materials kann die genauere Bestimmung gewährleisten. Ein mir vorliegendes schlesisches Exemplar von *Rh. pleurodon* var. *Davreuxiana* de Kon. unterscheidet sich von dem taurischen Exemplar lediglich durch etwas breitere Schalenform bei gleicher Berippung. Taf. XI, Fig 7.

Die beiden etwas näher bestimmbaren Formen ermöglichen keine sichere Festsetzung des Alters der kieseligen Kalke; doch sind sie wohl kaum als devonisch anzusprechen. Das

Devon von Hatschkiri enthält keine kieseligen Beimischungen, während solche in den Tournaischichten bei Yerköprü nicht fehlen. Es handelt sich also wahrscheinlich hier um eine Fazies oder um eine tiefere Schicht des Unteren Kohlenkalkes von Yerköprü, dessen genauere Bestimmung nur von vollständigeren Funden zu erwarten ist.

Die Fauna des höheren Kohlenkalkes (oder der Viséstufe) im Tauros.

Mit Taf. VII—IX.

Als Gesteine des höheren Kohlenkalkes im Tauros sind zu deuten:

1. Die teils grau, teils schwarz gefärbten sehr reinen Kalke bei der Station Karapunar (Belemedik) in der kilikischen Tauros-Zone. In diesem Gestein wurde ein Kalkofen von dem Ingenieur Keidel angelegt, und bei dieser Gelegenheit fanden sich zahlreiche Versteinerungen.

   Am häufigsten sind *Chonetes papilionaceus* und *Davisiella comoides;* auch *Spirifer bisulcatus, Spirifer Gwinneri* und *Syringopora ramulosa* finden sich in zahlreichen Exemplaren, Gastropoden sind seltener, Zweischaler ganz vereinzelt. Die Ähnlichkeit des Gesteins mit dem von Visé verdient Beachtung.
2. Der stark durch Gebirgsdruck veränderte und marmorisierte, ursprünglich wohl mit dem Gestein von Karapunar übereinstimmende Kalk der taurischen Zentralzone hat nur eine einzige annähernd bestimmbare Versteinerung — den p. 247 beschriebenen durchschnittenen *Bellerophon* — geliefert. (Taf. IX, Fig. 4a, b.)
3. Die grauen Dolomite im Hangenden der Tournai-Stufe bei Yerköprü in der großen Tschakitschlucht sind versteinerungsleer.

Die Faciesentwickelung der bisher nur durch etwa 14 Arten vertretenen unterkarbonischen Tierwelt von Karapunar-Belemedik in der Kleinen Tschakitschlucht (km 295) entspricht vollkommen dem durch ganz Nordpersien und Zentralasien verbreiteten Kohlenkalk. Die organischen Reste — Brachiopoden, Korallen und einzelne Bellerophonten — finden sich nur in den rein kalkigen Schichten, während die tonig-kalkigen Schiefer erst weiter abwärts bei Yerköprü versteinerungsreich entwickelt sind.

Bei Belemedik stimmt beinah jede Art — sowohl die sehr häufigen Choneten, Davisiellen wie die ziemlich mannigfaltig

entwickelten Spiriferen — mit einer europäischen Spezies überein. Neben den großen Formen wie *Sp. subrotundatus* und *bisulcatus* findet sich auch der leicht zu übersehende, aber bezeichnende Pygmäentypus des *Spirifer triradialis*.

Ganz unerwartet war der Fund einer mannigfaltigen Unterkarbon-Entwickelung im eigentlichen Tauros nicht: hatte doch Tchihatcheff schon vor einem halben Jahrhundert aus der Gegend von Felké und Hadjin, d. h. weiter östlich im Vilajet Adana *Productus semireticulatus* — recte *Pr. burlingtonensis* — erwähnt. Da dieses Vorkommen aus derselben Gegend stammt wie die etwas reichere Oberdevonfauna, so lag immerhin die Wahrscheinlichkeit vor, daß die erwähnte abgebildete, an sich ziemlich indifferente *Productus*-Art auf Unterkarbon hinweise. Seither ist jedoch aus dem Gebiet des südöstlichen Anatolien nichts außer einigen Angaben F. Schaffers über paläozoische Kalke bekannt geworden.

Das Paläozoikum des eigentlichen Tauros unterscheidet sich demnach sowohl von dem weiter östlich (bei Hadjin und Felké) bekannten Vorkommen wie von der Entwickelung des nördlichen pontischen Anatoliens. Nur im Vilajet Kastamuni findet sich bei Songuldak, östlich von dem antiken Heraklea pontica Kohlenkalk mit Korallen, der dem Vorkommen von Karapunar ähnelt. Auch die Kalke von Kos, aus denen ich nach den von Plieninger gemachten Funden die große *Hallia cylindrica* bestimmte, erinnern an den Kohlenkalk des Tauros sowie an Songuldak.

Bisher sind bei Karapunar-Belemedik die folgenden Arten gefunden worden:

Bellerophon (Waagenella) Ferussaci d'Orb.,
Pleurotomaria sublaevis Kon.,
Euomphalus sp.,
Macrocheilos? maximum Kon. sp.,
Loxonema sulciferum de Kon.?,
Parallelodon Lacordaireanus de Kon.?,
Spirifer Gwinneri n. sp.,
„ *subrotundatus* M'Coy.,
„ *pinguis* Sow. var. nov. *anglo-asiatica*,
„ *bisulcatus* Sow.,
„ *triradialis* var. *sexradialis* Phill.,
Davisiella comoides Davids.,
Chonetes papilionaceus Phill.,
Syringopora ramulosa Goldf.

Abgesehen von den zahlreichen Brachiopoden finden sich in den Kalken von Karapunar seltener Gastropoden sowie ein

ganz vereinzelter Zweischaler. Angesichts der durch die Brachiopoden gesicherten Altersstellung war auch die Untersuchung der erwähnten Mollusken nicht ganz aussichtslos, umsomehr, als eine in Breslau befindliche, von DE KONINCK selbst bestimmte Sammlung der Hauptvertreter des belgischen Kohlenkalkes die Bestimmung erleichterte.

Bellerophon.

Bellerophon („Waagenella") Ferussaci D'ORBIGNY.

Taf. IX, Fig. 7a—8.

Annales du Musée R. de Belgique, Tome 8, Taf. 39, Fig. 14, S. 145.

Ein durch ungewöhnliche Dicke der Schale, den durch dicken Callus geschlossenen Nabel und durch etwas hervortretendes Schlitzband ausgezeichneter *Bellerophon* wurde von mir in einem die Hälfte der Umgänge zeigenden Bruchstück bei Karapunar gesammelt. Die Kombination dieser drei Merkmale sowie der deutlichen, wenig zurückgebogenen Anwachsstreifen macht die Beziehung auf die genannte Art sehr wahrscheinlich, umsomehr, da zwei von DE KONINCK bestimmte Exemplare aus dem grauen Kalk von Visé in jeder Hinsicht mit dem vorliegenden Stück übereinstimmen. Auch in den korallenreichen Kalken der Viséstufe von Mounion bei Cabrières in Südfrankreich habe ich vor vielen Jahren den dickschaligen *Bellerophon Ferussaci* gesammelt.

Außer dem einen abgebildeten Stück finden sich bei Karapunar noch schlecht erhaltene kleinere, kugelige Bellerophonten, die von *Bellerophon (Waagenella) Ferussaci* verschieden, aber nicht näher bestimmbar sind. Hingegen wäre es nicht unmöglich, daß der Durchschnitt eines großen, in der Mitte mit stark verdickter Schale versehenen *Bellerophon*, der auf Taf. IX, Fig. 4a, b abgebildet ist, auf *Bellerophon (Waagenella) Ferussaci* bezogen werden könnte. Das Stück besitzt deswegen Interesse, weil es der erste und auch bisher einzig in seiner Art gebliebene organische Rest ist, der Aufschluß über das Alter der Zentralzone des Hohen Tauros gibt.

Das Stück wurde auf einem Vorberge des Giaur Yaila dagh von meiner Frau gefunden, und zwar in einer Höhe von 1800 m unmittelbar oberhalb der Brücke von Ak-köprü.

Pleurotomaria.

Pleurotomaria sublaevis KONINCK

Tafel IX, Figur 1a—c.

= *Ptychomphalus sublaevis* DE KONINCK.

Calcaire Carbonifère, 4ème Partie. Annales du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, Tome VIII, Taf. 24, Fig. 13, 14, S. 33.

Ein gut erhaltener Steinkern einer *Pleurotomaria* stimmt in Größenverhältnissen, Anwachsformen und Gestalt der Unterseite

gut mit der Abbildung DE KONINCKS überein. Die einzige Abweichung besteht in der Erhaltung, da die durch KONINCK von Visé abgebildete Schnecke ein ziemlich gut erhaltenes Schalenexemplar ist. Das Stück aus dem Tauros erlaubt sogar eine Erweiterung der Beschreibung hinsichtlich der bei dem belgischen Stück schlecht erhaltenen Unterseite. Die Schale springt hier halbkreisförmig vor und wendet sich ziemlich scharf auf der Außenseite nach rückwärts. Auf der Oberseite ist weder an dem KONINCKschen noch an unserem Exemplar der Mundsaum erhalten.

Vorkommen: Ein Exemplar bei Karapunar in grauem Kalk, sowie im Visékalk Belgiens.

Anmerkung: DE KONINCK rechnet die Art mit vielen anderen zu seiner rekonstruierten Gattung *Ptychomphalus* D'ORB. Über die Bedeutung dieser „Gattung" vergleiche man KOKENS treffende Ausführungen:

„*Ptychomphalus* nannte D'ORBIGNY den *Helicites striatus* SOW., DE KONINCK erweiterte die Gattung wesentlich, aber durchaus verfehlt. An und für sich ist kein Grund vorhanden, die *Pl. striata* SOW. sp. zum Typus einer besonderen Gattung zu machen; will man aber eine Reihe verwandter Pleurotomarien durch diesen Namen auszeichnen, so muß der Begriff ganz anders angewandt werden, als geschieht. Am besten eliminiert man diese verfehlten Gattungsbegriffe ganz und gar, da die gewiß pietätvollen Versuche, den einen oder anderen zu retten, erstens dem Begriffe einen ganz anderen Inhalt geben, als der Autor ursprünglich beabsichtigte, und zweitens dem Vorschreiten der Wissenschaft nur hinderlich sind. Außerdem war *Ptychomphalus* als Gattungsname schon vergeben."

Macrocheilos? maximum KON. sp.
= *Murchisonia? maxima* DE KONINCK.
Tafel IX, Figur 9.

Annales du Musée R. de Belgique, Tome 6, Tafel 8, Figur 7.

Zu den von DE KONINCK nicht näher bestimmten und auch sonst zweifelhaften Formen gehört ein großes Bruchstück, für das er den Namen *Murchisonia? maxima* vorläufig gegeben hat.

Interessant ist immerhin der Umstand, daß ein mit diesem Fragment übereinstimmendes Bruchstück auch bei Karapunar vorkommt. Zu einer näheren Bestimmung reicht weder das belgische, noch das kleinasiatische Fragment hin. Möglicherweise handelt es sich um einen *Macrocheilos? maximum*; aber die übereinstimmende Entwickelung der Fauna erheischt einen durch die Abbildung erläuterten Hinweis.

Vorkommen: Karapunar.

Loxonema.

Loxonema sulciferum DE KONINCK.?

Tafel IX, Figur 3a, b.

Annales du Musée R de Belgique, Tome 6, Taf. 6, Fig. 31, S. 54.

Ein hochgetürmtes *Loxonema* mit verhältnismäßig breiten, sehr gedrängt stehenden (d. h. wenig schlanken) Umgängen und dicker Schale wird von DE KONINCK aus dem Kalk von Visé abgebildet. Ein gleich großes Exemplar aus dem Tauros, das leider flachgequetscht ist, stimmt in den Größenverhältnissen der Windungen gut mit den genannten Abbildungen überein. Nur die Mündung, die allerdings an dem KONINCKschen Exemplar nicht erhalten ist, ist höher — nämlich ähnlich wie bei *Loxonema propinquum*. Eine sichere Bestimmung scheint unter diesen Umständen ausgeschlossen zu sein.

Parallelodon.

Parallelodon Lacordaireanus DE KONINCK?

Tafel IX, Figur 3c.

Annales du Musée R de Belgique, Tome 11, Taf. 24, Fig. 48, S. 157.

Ein in Größe und Wachstumsverhältnissen wenig günstig erhaltenes Exemplar einer *Parallelodon*-Art liegt im selben Stück mit *Loxonema sulciferum*. Eine sichere Bestimmung ist bei der Art der Erhaltung ausgeschlossen, doch soll durch die Abbildung darauf hingewiesen werden, daß auch der einzige, bisher gefundene Zweischaler einer von Visé beschriebenen Art jedenfalls sehr nahe steht. Fundort Karapunar.

Spirifer.

Spirifer Gwinneri nov. sp.

Taf. VII, Fig. 1—3b.

Ein großer *Spirifer*, dessen Dimensionen denen des *Sp. striatus* nahe kommen, unterscheidet sich von allen gleichzeitigen Typen durch das Vorhandensein kräftiger Bündelrippen. Von den jüngeren schon genannten Vertretern derselben Gruppe unterscheidet sich die neue Art durch bedeutendere Größe sowie dadurch, daß die Bündelrippen weniger zahlreich und daher viel kräftiger ausgeprägt sind. Ob eine an *Sp. cameratus* bzw. *tegulatus* erinnernde dachförmige Anordnung der Anwachsstreifen vorhanden sei, läßt sich bei der wenig guten Erhaltung der Oberfläche nicht feststellen.

Es liegen zwei Varietäten, eine breitere und eine schmälere, vor, die die Endpunkte einer zusammenhängenden Reihe zu bilden scheinen.

a) Die breitere (typische) Form umfaßt die größten Exemplare und zeichnet sich dadurch aus, daß die Area etwas höher und außerdem die beiden, den Sinus begrenzenden Bündelrippen der großen Klappe kräftiger ausgeprägt sind als alle übrigen. (Fig. 1.)

b) Bei der schmalen Varietät, die ich vorläufig als „var." bezeichne, ist die gesamte Breite geringer, der Umriß daher mehr halbkreisförmig, die Area niedriger und die Bündelrippen sind sämtlich gleich. Von der Varietät liegen nur mittelgroße Exemplare vor, und es ist nicht sicher, ob die Abweichungen der Hauptform nicht einfach durch das vorgeschrittene Wachstum bedingt sind. (Fig. 2, 3.)

Die stattliche Art ist zwar im grauen und schwärzlichen Kalk der Viséstufe (ob. Unterkarbon) bei Karapunar (Belemedik) keineswegs selten, aber meist so fest mit dem Gestein verwachsen, daß die Freilegung großer Exemplare erschwert ist. Doch liegt immerhin — in meiner Privatsammlung und im Senckenbergischen Museum — so viel Material vor, daß über die Selbständigkeit der Art kein Zweifel besteht. Die Frage der gesonderten Benennung der beiden Varietäten kann allerdings erst nach Eintreffen weiteren Materials entschieden werden.

Neben bekannten Typen des europäischen Unterkarbon kommt somit im Tauros eine für den Horizont neuartige Form, ein sehr großer *Spirifer* mit Bündelrippen vor, der als Vorläufer der oberkarbonischen Arten *Sp. cameratus*, *Sp. musakheylensis* u. a. von Interesse ist. Ich benenne ihn nach dem Generaldirektor der Deutschen Bank, Herrn von Gwinner, dessen Initiative die Durchführung der Bahn unter schwierigen äußeren Verhältnissen zu verdanken ist.

Gruppe des *Spirifer subrotundatus* M'Coy.

„Die Gruppe umfaßt einige karbonische Formen mit gerundeten oder stumpfen Schloßenden, berippten Seitenteilen und meist glattem oder schwach beripptem Sinus und Sattel, von denen zunächst der erstere, dann erst der letztere von der Faltung betroffen wird. Skulptur aus gleichmäßigen Anwachsstreifen bestehend." (Scupin.)

Spirifer subrotundatus M'Coy.

Taf. VII, Fig. 4—5.

1825 *Spirifer rotundatus* Sowerby: Mineral conchology. V, p. 89, t. 561 f. 1.

1841 — *rotundatus* M'Coy: Carb. Limest. fossils of Ireland, p. 134.

1855 — *subrotundatus* M'Coy: British palaeozoic fossils, p. 423.

1858—63 — *pinguis* DAVIDSON: (ex parte), British carb. Brachiop., p. 50, t. 10, f. 8—12.
1887 *neglectus* DE KONINCK (non HALL): Faune du calc. carb. de la Belg. VI, p. 134, t. 31, f. 10—15.
1887 *subrotundatus* DE KONINCK: ibid. p. 135, t. 30, f. 26—29; t. 31, f. 16—18.
1887 *eximius* DE KONINCK: ibid. p. 136, t. 31, f. 19—21.
1887 *subrotundatus* TORNQUIST: Unterkarbon am Roßbergmassiv, Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, V, Heft 4, p. 109, t. 16, f. 2.
1900 *subrotundatus* SCUPIN: Die Spiriferen Deutschlands, Paläontolog. Abhandl. VIII, p. 101, t. 9, f. 1a—d.

Die querelliptische bis kreisrunde, oft ziemlich flache Art zeichnet sich besonders durch die breiten, flachen Falten aus, deren Gesamtzahl bei großen Exemplaren jederseits etwa 10 oder mehr beträgt, bei kleineren Stücken jedoch bis auf 6 heruntergehen kann. Der abgeplattete Sattel, dessen Breite sehr schwankend ist und mitunter nur den nächsten 3—4, in anderen Fällen den nächsten 6—7 Falten entspricht, trägt meist eine deutliche Furche oder bleibt gänzlich glatt, während in dem der ganzen Länge nach deutlich begrenzten Sinus Falten meist wenigstens andeutungsweise zu beobachten sind. DAVIDSON bringt die Art bei *Spirifer pinguis* unter, mit dem sie in der Tat auch durch Übergänge verknüpft ist.

Drei von meinen bei Karapunar gesammelten Stücken stimmen gut mit den englischen und schlesischen Exemplaren überein.

Die Art findet sich im schlesischen Unterkarbon, so bei Hausdorf, ferner bei Ratingen, sowie nach TORNQUIST in den Vogesen. Außerdem, wie es scheint, im ganzen Unterkarbon Belgiens, in England und Nordamerika.

Spirifer pinguis SOW. var. nov. *anglo-asiatica*.

Taf. VIII, Fig. 2a, b, 3a, b.

Die vorliegende Form stimmt mit keinem der auf DAVIDSONS Tafel 10 (Monogr. Brit. Carboniferous Brach.) abgebildeten Stücke überein, steht aber jedenfalls dem typischen *Sp. pinguis* näher als der var. *rotundata* (t. 10, f. 8—12).

Den Varietätsnamen wähle ich, weil ein Exemplar von SETTLE in Yorkshire (Breslauer Museum) vollkommen mit meinem taurischen Stück übereinstimmt. Im allgemeinen kennzeichnet sich die Varietät:

1. durch gleichmäßige Rundung der Schale (d. h. durch

das Fehlen einer Einsenkung bzw. des entsprechenden Wulstes; trotzdem ist am Stirnrand der Sinus tief,

2. durch hohe und stark eingekrümmte Area,
3. durch verhältnismäßig geringe Breite, deren maximale Ausdehnung der Schloßkante gleich ist,
4. durch deutliche Streifung der medianen Region der Schale.

Am ähnlichsten ist von Davidsons Abbildungen Fig. 7 auf Tafel 10. Doch ist bei der neuen Varietät die Area höher, die Medianregion deutlich gestreift und die größte Schalenbreite gleich der Arealkante.

Spirifer pinguis ist eine Art von stark fluktuierender Variabilität: das eine Extrem bildet die neue Varietät, das andere Extrem (mit bedeutender Breite und tiefer eingesenktem Sinus) die var. *rotundata* Sow. Die Hauptform steht in der Mitte.

Vorkommen: Oberes Unterkarbon. Karapunar, Tauros: Settle in Yorkshire.

Spirifer bisulcatus Sow.

Taf. VIII, Fig. 7.

Spirifer bisulcatus Sow. Mineral Conchology, 1825, V, t. 494, f. 1, 2.
— — Davidson: Brit. Carb. Brach. t. 6, f. 3—19, t. 5, f. 1.
— — Scupin: Spiriferen Deutschlands 1900, S. 111, t. 10, f. 6.

Die stärkere Wölbung, der mehr gerundete Umriß, dessen größte Ausdehnung dem Schloßrand entspricht, würden eine Unterscheidung von *Spirifer trigonalis* kaum ermöglichen. Doch zeigen die Rippen, und zwar besonders diejenigen auf Sinus und Sattel, eine deutliche Neigung zur Teilung; man zählt daher meist 3 Doppelrippen. Die Verdickung der Schale am Wirbel ist bedeutend, die Länge der Zahnstützen dementsprechend wenig erheblich.

Die Exemplare von Karapunar sind durch breite, d. h. wenig geteilte Rippen ausgezeichnet, entsprechen also der f. 12—14 bei Davidson t. 6.

Die Art ist im oberen Unterkarbon durch die ganze Nordhemisphäre, von Nordamerika und China (Po-Schan und Hei-Schan in Schantung — hier besonders häufig) bis Asturien verbreitet. In England, Frankreich, in den Vogesen, am Niederrhein (Ratingen, Cornelimünster), im Fichtelgebirge, bei Bleiberg in Kärnten, in Schlesien (Hausdorf, Silberberg), Ungarn und in Rußland ist die Art gefunden worden. Das häufige Vorkommen im Tauros entspricht demnach der allgemeinen Verbreitung.

Spirifer triradialis var. *sexradialis* PHILL.

Taf. VII, Fig. 6.

DAVIDSON: British Carboniferous Brachiopoda. Taf. 9, Fig. 4—11, besonders Fig. 8, 9.

Die kleine verhältnismäßig schmale, langschnäbelige, in der Brachialklappe mit drei Furchen *(triradialis)* versehene Art ist aus dem oberen Kohlenkalk Belgiens (Visé) und Englands (Bolland, Longnor) bekannt und kommt in zwei gut wiederzuerkennenden Exemplaren bei Karapunar vor.

Davisiella.

Davisiella comoides DAVIDSON.

Taf. VIII, Fig. 1a, b.

Chonetes ? comoides DAVIDSON, British Carboniferous Brachiopoda., bes. t. 55,

Die große, halbkreisförmig gewölbte, mit sehr kräftigen Schalen und tief eingesunkenen Muskeleindrücken versehene Form liegt mir in einigen typischen Exemplaren aus Schottland (Glasgow) vor, die mit den taurischen Stücken vollkommen übereinstimmen. Insbesondere sind die Skulptur- und die Wölbungsverhältnisse der konkaven und konvexen Klappe gleich. Auch in der Größe bleiben die kleinasiatischen Stücke kaum hinter den europäischen zurück. In der Erhaltung besonders der Merkmale der Innenseite sind allerdings die britischen Exemplare nicht zu übertreffen, da hier eine tonige Gebirgsmasse die kalkige Schale umgibt, während im Tauros die Stücke in reinem Kalk erhalten und mit ihm verwachsen sind.

Die von DAVIDSON selbst gezeichneten Abbildungen der Innenseite geben zwar alle Einzelheiten in der Verteilung der seitlich liegenden langen Divaricatoren und der gegliederten, zur Seite des ziemlich langen Medianseptums angeordneten Adduktoren genau wieder. Jedoch wird die charakteristische Form der stark gewölbten Schale nicht recht zur Anschauung gebracht. Ich bilde daher zum Vergleich mit den taurischen Stücken die Innenseite eines gut erhaltenen schottischen Exemplares nochmals ab.

Davisiella comoides ist bei Karapunar (Belemedik) in dem hellgrauen Kohlenkalk der Viséstufe so häufig, daß man sie direkt als Leitfossil bezeichnen kann. Die Stücke bilden mit *Ch. papilionaceus* etwa die Hälfte aller an dem Fundorte gesammelten organischen Reste. Da die Art auch in England die Viséstufe kennzeichnet, wird die Altersbestimmung hierdurch gewährleistet.

Chonetes.

Chonetes papilionaceus Phill.
Tafel VIII, Figur 5, 6.
Davidson: British carboniferous Brachiopoda. Taf. 46, Fig. 3–6.

Ähnlich wie *Davisiella comoides* erreicht auch *Chonetes papilionaceus* sehr bedeutende Größe. Auch ist die Schale dick, jedoch stets wesentlich breiter und gleichzeitig wesentlich flacher gewölbt als bei jener Art Die Breite bei geringer Höhe prägt sich jedoch erst im Lauf des Größenwachstums aus. Kleine und mittelgroße Exemplare von *Chonetes papilionaceus* und *Davisiella* sind leicht zu verwechseln, umsomehr, als die Oberflächenskulptur sehr ähnlich ist. Es liegt also nicht in jedem einzelnen Falle die Möglichkeit vor, Bruchstücke, die mit dem Gestein fest verwachsen sind, sicher zu bestimmen. Trotzdem kann das Vorkommen beider Arten bei Karapunar als verbürgt gelten. Die beiden abgebildeten, schon die Mittelgröße überschreitenden Exemplare von *Chonetes papilionaceus* sind jedenfalls ganz sicher bestimmbar. Doch läßt sich mit weniger Bestimmtheit sagen, ob *Davisiella* oder *Chonetes papilionaceus* die häufigste Art des taurischen Fundortes ist. Jedenfalls kann man an dem Kalkofen von Karapunar jederzeit Stücke sammeln, welche die gebirgsbildende Bedeutung der großen dickschaligen Chonetidenarten erläutern.

Vergleichung des taurischen Unterkarbon mit benachbarten Gebieten.

Für den Vergleich des taurischen Kohlenkalkes mit Europa kommen scheinbar zunächst die Vorkommen im westlichen Anatolien (Kos: Kalk mit *Hallia* (*Caninia*) *cylindrica*, Bosnien, Ungarn (Kornia Rewa und Dobschau) sowie die schlesischen und ostalpinen Vorkommen (die Nötscher Schichten) in Betracht. Denn es fehlt in dem Pindos, in Griechenland und Dalmatien überhaupt jede Andeutung von Unterkarbon und das wenige, was Toula aus dem eigentlichen Balkan beschrieben hat, ist kontinentales Unterkarbon mit Landpflanzen. In allen erwähnten osteuropäischen Vorkommen fehlt außerdem die Tournaistufe.

Somit liegt es näher, an den nordanatolischen Kohlenkalk und für weitere Vergleiche an das russische Unterkarbon zu denken. In Rußland ist jedenfalls eine vollständige lückenlose Entwickelung vom Oberdevon über den Kalk von Malöwka-Murajewnia zu dem Kalk von Tschernyschin und weiter aufwärts zu den Stufen des *Prod. giganteus* und *Spirifer mosquensis* zu beobachten. Das europäische Rußland zeigt also eine

ähnlich vollständige Entwickelung wie die nordiranischen Ketten.

Für den Vergleich exotischer Unterkarbon-Vorkommen pflegt man neuerdings mit Vorliebe die Gliederung des englischen Kohlenkalkes zum Ausgangspunkt zu nehmen, da hier mit besonderer Subtilität eine größere Anzahl von Unterabteilungen unterschieden worden sind:

Übersicht über die Gliederung des englischen Unterkarbon[1]).

Von VAUGHAN als „Oberkarbon" bezeichnet	Pendleside		*Posidonomya-Becheri*-Zone (P) Subzone mit *Glyphioceras spirale* Subzone mit *Productus striatus*. *Nomismoceras rotiforme*
Oberes (Visé-Stufe)	Kidwellian		*Dibunophyllum*-Zone (D) D_3 β mit *Michelinia tenuisepta* D_3 α mit *Zaphrentis* aff. *Enniskilleni* D_3 (Subzone mit *Cyathaxonia rushiana*) D_2 (Subzone mit *Lonsdaleia floriformis*) D_1 Subzone mit *Dibunophyllum* Θ)
Unter-Karbon (Avonian)		*Caninia-Zone*	*Seminula*-Zone (S) S_2 (Subzone des *Productus Cora*) S_1 (Subzone des *Productus semireticulatus*)
		Caninia-Zone	*Syringothyris*-Zone (C) *Zaphrentis*-Zone (Z)
			Z_2 (Subzone der *Schizophoria resupinata*) Z_1 (Subzone des *Spirifer* aff. *clathratus*) *Cleistopora*-Zone (K) K_2 (Subzone der *Spiriferina octoplicata*) K_1 (Subzone des *Productus bassus*)
Unteres (Tournai-Stufe)	Clevedonian		*Modiola*-Zone (M)

In der vorstehenden wesentlich von VAUGHAN ausgearbeiteten Einteilung fällt zunächst die überflüssige Verwendung einiger Stufennamen wie Kidwellian etc. auf. Da diese Namen Synonyma der bekannten, zuerst in Belgien unterschiedenen Schichtengruppen wie der Visé-Stufe sind, verfallen sie dem großen Papierkorb, in dem schon so viele stratigraphische Namen ruhen. Aber auch die Namen der Zonen und Subzonen sind wenig glücklich gewählt. Daß *Productus Cora*, der als Zonenname im russischen Oberkarbon vorkommt, auch eine Schicht des englischen Unterkarbon kennzeichnen soll, ist ebenso unzulässig, wie die Verwendung von *Spiriferina octoplicata* als stratigraphische Bezeichnung. *Spiriferina octoplicata* geht aus der Tournai- in die Viséstufe über. Demnach kann ihr Name

[1]) Wesentlich nach VAUGHAN.

nicht eine beliebige Subzone in einer dieser Stufen bezeichnen. Aber abgesehen von diesen formellen Einwänden ist die Verwendung der Bezeichnung „Zone“ für Schichten von verschiedener Faziesentwickelung nicht eben glücklich. Der Kohlenkalk ist durch die große Mannigfaltigkeit seiner Brachiopoden-, Korallen-, Crinoiden-, Gastropoden- etc. -Fazies ausgezeichnet. Diese übereinander liegenden Faziesbildungen sind bekanntermaßen meist viel verschiedener voneinander als die anderweitig unterschiedenen Zonen gleicher Fazies. Somit ist für die meisten der in England übereinander folgenden „Zonen“ und „Subzonen“ die indifferentere Bezeichnung „Schichten“ (beds) zu wählen.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die Entwickelung des Kohlenkalkes ist jedoch der tektonische Gesichtspunkt d. h. die Frage:

I. ob eine intrakarbonische Faltung den Absatz unterbricht und die Absatzbedingungen mannigfach gestaltet,

II. ob eine vorangegangene d. h. präkarbonische Faltung ebenfalls größere Mannigfaltigkeit des Meeresbodens hervorruft oder ob

III. Unter- und Oberkarbon ungefaltet sind und konkordante Lagerung zeigen.

I.

Die mitteleuropäischen, d. h. deutschen, belgischen, zentralfranzösischen sowie die südfranzösischen Unterkarbon-Vorkommen gehören dem Bereich der intrakarbonischen Faltung an. Hier ist ein rascher Wechsel der Fazies oft auf engem Raum zu beobachten, wie das z. B. die schlesischen, vorwiegend klastisch entwickelten und die belgischen, vorwiegend aus organogenen Kalken bestehenden Vorkommen zeigen.

II.

Das englische Unterkarbon hat sich mit Ausnahme der Vorkommen von Devonshire, Somerset und Südirland im Bereiche der älteren kaledonischen Faltungszonen abgesetzt und zeigt daher auch recht mannigfache Entwickelung, wie die „Zonen“ und Subzonen des obigen Schemas erkennen lassen.

III.

Das Unterkarbon Zentralrußlands, der nordpersischen Ketten und weiter Teile der Rocky Mountains (Großer Colorado-Cañon und Canada) zeigt im Gegensatz zu den vorigen eine konkordante Entwickelung vom Devon bis

zum Unter- und Oberkarbon. Infolgedessen ist die Mannigfaltigkeit der Fazies hier weniger groß und eine Übereinstimmung mit den zuvor erwähnten sehr mannigfach entwickelten Faltungsgebieten kaum vorhanden.

In der deutschen Tabelle einer sonst russisch geschriebenen Arbeit[1]) wird der immerhin beachtenswerte Versuch gemacht, die neueren Gliederungsversuche des Unterkarbon für Europa und Nordamerika zu vergleichen. Es bedarf keines Beweises, daß auch hier nur die großen stratigraphischen Gruppen weitere Verbreitung besitzen.

Der Tauros gehört, wie kaum bemerkt zu werden braucht, der konkordanten Entwickelung an, die hier vom Devon bis zum Unterkarbon reicht. Der einzige Unterschied von den hocharmenischen und südpersischen Ketten besteht darin, daß hier oberkarbonische Ablagerungen — vielleicht infolge späterer Denudation — überhaupt fehlen. Möglicherweise bietet die Entwickelung von Heraklea—Songuldak am Schwarzen Meer eine kleine Ergänzung zu der großen Lücke im Tauros. Denn hier lagert, und zwar konkordant über typischem Korallenkalk die produktive Steinkohlenformation in der Saarbrücker Entwickelung (s. u. p. 310, 311).

Noch größer als mit den europäischen Vorkommen ist die Übereinstimmung des Taurischen Karbon mit den Vorkommen in Hocharmenien und Nordpersien. Die ersteren habe ich großenteils 1897 an Ort und Stelle untersucht, von letzteren vor allem die Aufsammlungen von Tietze, Stahl und Pohlig paläontologisch studieren können und dann die Entwickelung weiter nach Zentralasien und China verfolgt.

Die Spezialgliederung in „Zonen“, die sich von England bis Rußland nachweisen läßt, ist in diesen Einzelheiten in Asien nirgends wiederzuerkennnen. Es liegt das nicht etwa an der Dürftigkeit der Funde — vielmehr lagen mir aus Persien und Armenien Hunderte von Exemplaren vor — sondern daran, daß in dem englischen Schema Zonen und Faziesbildungen verwechselt worden sind.

Das obere Unterkarbon[2]).

Das obere Unterkarbon ist in Zentralasien weit verbreitet. Die Stufe des *Productus giganteus* ist in der Mongolei

[1]) K. Lissitzin: *Spirifer tornacensis, Syringothyris cuspidata* etc. (russ. Kaluga 1908; ders. über den Kalk von Tschernyschin. Siehe S. 258

[2]) Die Vorkommen der Kalke mit *Spirifer tornacensis* sind im folgenden Abschnitt mit besprochen.

		Nord-Amerika	England	Europäisches Rußland	Belgien
Unterkarbon	Oberstufe (Viséstufe)	Keokuk-gr. (S. texta)	Syringothyris-Zone *Ch. papilionaceus* *Sp. bisulcatus*	*Prod. giganteus* *Stigm. ficoides*	Viséstufe m. *Ch. papilionaceus* *Sp. bisulcatus.*
	Unterstufe (Tournai-Stufe)	Burlington-gr. *Syring. cuspidatus*	*Zaphrentis*-Zone *Syring. cuspidatus* aff. *clathratus* Vaugh. (aff. *tornacensis*)		Tournai-Stufe *Spirifer tornacensis*
	Ag. rotatorius	Kinderhook-group *Syring. hannibalensis* *Syring.* aff. *extenuata* (*Syr. Carteri*) *Sp. marionensis* (aff. *tornacensis*) { *Sp. imbrex* aff. *tornacensis* { *Sp. Forbesi* *Prod. laevicosta* *Sp. centronatus* (aff. *tornacensis*) *Prod. cora.*	*Cleistopora*-Zone *Sp.* (*S.*) aff. *cuspidatus* *Spirifer*	*Syring. hanniba-lensis* (aff. *cuspi-data*) *Aganides*, *Pericyclus*	*Syring.* (aff.) *cuspidatus* *Aganides rotatorius*
	Grenzzone		*Chon. illionensis* *Prod. corrugatus*	*Ath. Puschiana*	Etroeungt-Stufe *Sp. Verneuili* *Atr. reticularis*
Devon				*Spiriferina octoplicata* *Ath. pectinata* = (? *hirsuta*) *Prod. Panderi* *Prod. fallax.*	

(am Bardunflusse) nachgewiesen[1]). Man kennt von dort außer dem Leitfossil noch *Pr. punctatus*, *Orthoth. crenistria*, *Dielasma hastatum*, *Spirifer glaber*, *Bradyina Potanini* und *Fusulinella Struvei* MÖLL.

Die nächsten sicher beglaubigten Angaben beziehen sich auf das turkestanische Gebiet[2]) und verschiedene Funde, die STOLICZKA und BOGDANOWITSCH gemacht haben: *Davisiella comoides* fand sich wie im Tauros so auch bei Basch-Sogon in der Koktankette (S. Tian-Schan), der auch in Kwei-tschou nachgewiesene *Orthothetes crenistria* SOW. bei Sanja im westlichen Kwen-Lun, endlich *Cyathophyllum concinnum*, eine typische Koralle des Kohlenkalks im Artum, — Artusch-Distrikt[3]).

Nicht weniger bemerkenswert ist die Tatsache, daß unter den 8 aus dem Yang-tse-Tal erwähnten Korallenspezies zwei mit ungarischen bezw. nordanatolischen Arten identisch sind (*Michelinia favosa* Gf. sp. und *Syringopora ramulosa* G.); letztere Art kommt auch bei Heraklea pontika und im Tauros vor.

Die Überleitung nach dem fernen Osten wird durch die mächtigen Kohlenkalke von Turkestan und die nordpersischen Ketten vermittelt, in denen ich z. T. nach Aufsammlungen TIETZES und STAHLS, z. T. nach eigenen Reisen eine Reihe europäischer Arten bestimmen konnte[4]).

Oberes Unterkarbon, die Stufe des *Productus giganteus*, ist, abgesehen von

1. den Kalken bei Norraschem und mit *Lonsdaleia Araxis* FRECH (l. c. S. 73),
2. am Urmiah-See,
3. im westlichen Alburs[5]) sowie
4. in den östlichen Ketten desselben bekannt.

Am Wege von Djulfa zum Urmiah-See fand POHLIG bei Daniel Begamisch, unfern Daroscham, Kalke mit den folgenden, von mir bestimmten Leitfossilien:

Spirifer striatus MART.,
„ *triangularis* MART.,
„ *(Syringothyris) cuspidatus* MART. sp.,
Productus giganteus MART. *? und*
Cyathophyllum Murchisoni EDW. et H.

[1]) P. WENJUKOFF, Calcaire carbonifère inférieur de Bardoun en Mongolie, Verh. Kais. russ. mineralog. Ges. Bd. XXV, 1888.

[2]) ROMANOWSKY, Materialien zur Geologie von Turkestan und zahlreiche andere Arbeiten.

[3]) SUESS, Beiträge zur Stratigraphie von Zentralasien. Denkschrift Wien. Ak. 1894 (z. T. bestimmt von F. FRECH).

[4]) F. FRECH und G. VON ARTHABER, Paläozoikum von Hocharmenien und Persien, S. 205.

[5]) Vergl. FRECH, Paläozoikum in Hocharmenien u. Persien.

In den östlichen Alburs-Ketten hat F. STAHL eine reiche Fauna des oberen Unterkarbon besonders bei Hadjiab Schaku und Keduk gesammelt.

Bei Hadjiab Schaku finden sich:

1. *Productus punctatus* MART., (Ein kleines Exemplar.)

2. „ *margaritaceus* PHILL. (DAVIDSON Monogr. Brit. Brach. t. 14, f.5—7.)

Die in dem mittleren und unteren Kohlenkalk Europas seltene Art findet sich ziemlich häufig und stimmt mit Hausdorfer Exemplaren fast in jeder Hinsicht überein.

3. *Prod. semireticulatus* MART.,

4. *Prod. aculeatus* MART.,

5. *Dielasma hastatum* SOW.,

6. *Retzia Buchiana* ? de KON. (Ann. Mus. Bd. 14, t. 22, f. 1—4..

7. *Spirifer triangularis* MART.

8. *Lithostrotion Martini* M. EDW. et H.

Sehr viel weniger mannigfaltig ist die Fauna des zweiten Fundortes Keduk, wo außer den beiden genannten häufigen Arten noch *Spirifer glaber*, *Hallia cylindrica* M. EDW. et H. sp., *Syringopora* sp. und *Zaphrentis* sp. vorkommen.

Aus dem nordwestlichen Grenzgebirge zwischen Asterabad und Kiaret (oder Chairat) hat ferner E. TIETZE[1]) harten kieseligen Kohlenkalk mit *Productus longispinus* und *Orthothetes crenistria* mitgebracht.

Besser bekannt ist der vollständig entwickelte Kohlenkalk im Bereich der nördlichen iranischen Faltungszonen, insbesondere nördlich der Hauptstadt Teheran. Die von mir bestimmten Aufsammlungen E. TIETZES und F. STAHLS lassen eine reiche, mit dem taurischen und europäischen Kohlenkalk übereinstimmende Fauna erkennen[1]). Überall bilden die Brachiopoden- und Korallen-Kalke des jüngeren Paläozoikum vom Mitteldevon bis zum Kohlenkalk (am Araxes bis zur Moskaustufe) eine konkordant lagernde Schichtenfolge.

Aus grauem Kohlenkalk des Demawend-Gebietes (nordöstlich von Teheran, zwischen Taar-See und dem Anger Tschemendo) wurden die folgenden Unterkarbonarten von E. TIETZE gesammelt und von mir bestimmt:

Productus semireticulatus MART.,
Euomphalus pentangulatus MART. ?,
Michelinia favosa DEKON.,
Orthothetes crenistria PHILL. (sehr große Spiralklappe).

[1]) Jahrb. Geol. R. A. 1877, S. 375, Grauer Kalk.

Syringothyris cuspidata Mart. sp.,
Spirifer (Martinia) glaber Mart.,
„ *tornacensis* de Kon.,
Rhynchonella pleurodon Phill.,
Athyris Royssii Ev. mut, *tornacensis* Frech,
Endophyllum n. sp. (riesige Einzelkoralle)

Während die drei letztgenannten Brachiopoden-Arten mit voller Sicherheit den unteren Kohlenkalk in der Entwickelung des Arpatschai-Tales und des Tauros kennzeichnen, sind die zuerst genannten drei Arten weniger niveaubezeichnend.

Productus semireticulatus weist jedoch eher auf die obere Zone des Unterkarbon hin. Mit noch größerer Sicherheit wird das Vorkommen desselben durch sein Leitfossil *Productus giganteus* erwiesen, der von dem Orte Weria zwischen der Stadt Demawend und dem Taar-See vorliegt. Man darf also annehmen, daß das ganze Unterkarbon in der Fazies grauer Brachiopoden-Kalke hier entwickelt ist. Ein zweites Vorkommen des *Spirifer tornacensis* (in grauem Kalk) findet sich nördlich von Muberekabad und Ah (westlich der Stadt Demawend).

Ein weiteres interessantes Vorkommen findet sich nordwestlich von Teheran im Flußgebiete des Chalus (Keredj). Hier stehen oberhalb Hajmadja Bänke von schwarzem und grauem Crinoiden-Kalk an, der auf den Schichtflächen große keulenförmige, einer neuen Art angehörende Seeigelstacheln, Bryozoen und vereinzelt Brachiopoden erkennen läßt:

Productus corrugatus m'Coy ? (junges Exemplar),
Dalmanella cf. *resupinata* Mart. ?,
Athyris Royssii l'Ev.,
Dielasma subfusiforme de Kon.,

Die Verbreitung der unterkarbonischen Meere.

Alle aus neuerer Zeit bekannt gewordenen geologischen und paläontologischen Tatsachen deuten darauf hin, daß im Gegensatz zu der positiven Meeresbewegung des höheren Devon im Unterkarbon ein durch weniger bedeutende gegenteilige Schwankungen nur teilweise ausgeglichener allgemeiner Rückzug des Meeres auf der nördlichen Halbkugel und in Australien stattgefunden hat.

Nach dem von Ferdinand v. Richthofen gesammelten paläontologischen Material stimmt das ostasiatische Karbon vollkommen überein mit der oberen Stufe des mitteleuropäischen Kohlenkalkes. Die mit Kohlenkalklagen wechselnden Sandsteine und Kohlenflötze von Schantung gehören also zum

Unterkarbon, das bei vollständiger Entwickelung durch zwei Stufen, eine obere mit *Productus giganteus* und eine untere mit *Spirifer tornacensis*, charakterisiert wird.

Die obere Stufe ist weit verbreitet; von der unteren sind in Asien nur einige Vorkommen im Tauros, in Nordpersien, sowie im Araxestal an der Arpatschai-Mündung von mir festgestellt worden.

Die reiche, aus Spiriferen, Productusarten, Korallen und Gastropoden bestehende Tierwelt der ostchinesischen Kalke stimmt so vollkommen mit der Küstenfauna des europäischen marinen Unterkarbon überein, daß nur die Annahme eines in breitem Zusammenhange stehenden Ozeans diese außerordentliche Gleichartigkeit zu erklären vermag. Und in der Tat wird die Existenz eines solchen durch eine Reihe von Kohlenkalkvorkommnissen mit übereinstimmender Fauna bewiesen, die sich von Asturien, von den Küsten des Atlantischen Ozeans über die Ostalpen (Gailtal), Nordungarn, Hocharmenien, die nordöstlichen Gebirgsketten Persiens, den Urmiah-See, den Tianschan, die Mongolei, dem Nanschan, den unteren Yang-tse-kiang bis Schantung am westlichen Gestade des Stillen Ozeans in fast ununterbrochener Folge verteilen. Die nördliche und südliche Begrenzung dieses ungeheuren Mittelmeeres der Steinkohlenzeit läßt sich nur einigermaßen in ihren Hauptzügen feststellen. Jedenfalls ist der Schluß berechtigt, daß dieses Meer im Norden sowohl wie im Süden von einem Kontinent begrenzt wurde.

Die Rekonstruktion alter Kontinente ist von positiven und negativen Merkmalen abhängig. Es ist einerseits das Fehlen mariner Reste aus der betreffenden Epoche der Erdgeschichte, andererseits das Vorhandensein von landbewohnenden Pflanzen oder Tieren notwendig, um den Schluß auf das Vorhandensein einer Landmasse mit einiger Sicherheit ziehen zu können.

Der Südrand des arktischen Kontinents verlief von Schantung wahrscheinlich durch die nördliche Mongolei der nördlichen Hälfte des Ural, sodann südwärts auf das Donjetzbecken zu. Die Südküste dieses Meeres aber erstreckte sich durch Nordafrika, Persien, den nördlichen Teil der vorderindischen Halbinsel und schnitt dann in der Richtung auf Siam tief nach Süden hin in die indo-afrikanische Kontinentalmasse ein.

Es ist nun bemerkenswert, daß in Schantung bei Poschan, Heischan und I-tschu-fu echte marine Kohlenkalke unterkarbonischen Alters in mehrfacher Wechsellagerung mit Sandstein und mit Kohlenflötzen stehen; das sind also Schichten,

die auf Landnähe hinweisen, oder eine Periode fehlender Meeresbedeckung zur Voraussetzung haben. Man muß infolgedessen annehmen, daß die chinesischen Steinkohlenfelder im Randgebiete des alten karbonischen Meeres, also an der Südküste des arktischen Kontinentes, entstanden sind.

Der Pazifische Ozean ist das einzige Meer der Erde, welches trotz großer Veränderungen an seinen Grenzen in seiner Gesamtheit niemals den Charakter als größtes und tiefstes Seebecken eingebüßt hat. Ob dieses Weltmeer stets eine ununterbrochene Wasserfläche bildete oder teilweise von Inseln unterbrochen wurde, das ist eine Frage, die in verschiedenem Sinne beantwortet werden kann. Jedenfalls bildete während des mannigfachen Wechsels geologischer Zeiten der Große Ozean den Ausgangspunkt und die Brücke für die Verbreitung der marinen Tierwelt. In den meisten geologischen Perioden gliederten sich sowohl im Osten wie im Westen Mittelmeere an, deren letzte Überreste das westindische und europäische Mittelmeer sind.

4. Die Kreide des Tauros.

a) Abgrenzung und Gliederung.

(Mit Tabelle S. 265.)

Der Nachweis der Kreide im Tauros wurde erst durch meine Untersuchungen geliefert. Schaffer und vor ihm Tchihatcheff haben wohl an die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit der Vertretung der Kreide in den gewaltigen Kalkmassen gedacht, aber — angesichts der auch von mir bestätigten Versteinerungsleere des Gesteins an den gewöhnlichen Pässen und Straßen — keine organischen Reste gefunden. Die von Broili aus dem Niederen Tauros (dem sog. Antitauros) bestimmten einzelnen Kreidefossilien liegen etwa 200 km, die vollständigeren von Douvillé aus Luristan beschriebenen Faunen 1100—1200 km östlich von dem Hohen Tauros. Die Versteinerungsfunde machte ich vorwiegend in den einsamsten Gebirgsteilen am Abhang und am Oberrande der Tschakitschlucht sowie am Kisil tepe, dem wenig betretenen Übergang von Ak köprü nach Adana. Nur die Felder von Eminli, Kuschdjular und Hatschkiri, deren Entstehung auf der leichten Verwitterung der Plänerkalke beruht, sind bequem zugänglich. Die Fundorte von Hatschkiri liegen dicht neben der gleichnamigen Station, unfern des Südausganges des dritten der großen Tunnels.

Die stratigraphische Abgrenzung der Tauroskreide ist gegen oben und unten außerordentlich scharf. Die schon von

früheren Beobachtern — TCHIHATCHEFF und VON AMMON — aus dem Tauros erwähnten Nummuliten (bei Bulgar-Maaden) und die Alveolinen (am Tekir-Paß) scheinen auf den Hauptnummulitenkalk hinzuweisen, und somit ergibt sich jedenfalls eine dem tiefsten Eocän + Danien entsprechende Lücke. Denn die höchsten Kreideschichten, die harten klingenden Kalke der Sektionsgebäude von Kuschdjular mit *Inoceramus balticus* sind noch dem Obersenon, nicht der Dänischen Stufe zuzurechnen.

Die tiefsten Kreideschichten sind die weißen, 10—11 m mächtigen Quader-Sandsteine von Karapunar (Belemedik) und die Konglomerate von Hatschkiri, welche diskordant das gefaltete Unterkarbon überlagern. Beide sind — abgesehen von den Geröllen mit karbonischen Korallen — versteinerungsleer, und für die untere Grenzbestimmung der Tauroskreide bleibt somit nur der Vergleich mit dem Antitauros und Luristan übrig, wo ebenfalls die Kreidetransgression ungleichförmig devonische und karbonische Gesteine überdeckt. Aus dem Antitauros sind cenomane Ammoneen, aus Luristan unterkretazische Apt- und Gaultversteinerungen beschrieben worden, und eine ähnliche Altersbestimmung kommt somit auch für den Beginn der Transgression im Tauros in Betracht.

Die Gesteine der Tauroskreide sind ganz vorwiegend reine Kalke, z. T. mit Feuersteinknollen; nur an der Basis kommt Sandstein und Konglomerat, ferner als Einlagerung der mächtigen Kalkmassen Ton und sandige Mergel mit Gosau-Arten bei dem Passe Gülgedik vor. Im Hangenden der den oberen Abschluß bildenden reinen Kalke tritt ein versteinerungsreicher Pläner mit großen Seeigeln, massenhaften Zweischalern, vielen Riffkorallen[1]) und vereinzelten Gastropoden auf, den ich aus der Umgebung des Tschakit, d. h. vom Kessekberge, von Hatschkiri, den Dörfern Kuschdjular, Eminli und weiter westlich von Kiskalé bei Dorak und von Gözna am Übergange vom Tarsus nach Eregli kenne.

Die wenigen aus dem Antitauros durch BROILI beschriebenen Versteinerungen deuten auf dasselbe senone Niveau hin, das sich somit vom Antitauros bis zum Tschakit ca. 200 km und weiter westlich bis Gözna (im Westen der kilikischen Tore) noch weitere 50 km verfolgen läßt.

Die Gliederung der Tauroskreide läßt folgende Stufen erkennen:

[1]) Die wenig günstige Erhaltung der Korallen veranlaßt mich, ihre Beschreibung bis zur Auffindung besserer Stücke zu verschieben.

Oberes Senon (Maestricht-Stufe): Klingende (reine) Kalke der Sektionsgebäude von Kuschdjular mit *Inoceramus balticus (= Crippsi)* und *Ostrea Forgemolli.*

Mittel- bis Unter-Senon (Champagne-Stufe): Pläner mit *Clypeaster cretacicus*, *Janira quadricostata* und *Pecten muricatus*[1]) etc.

Reiche Fauna von Zweischalern (*Ostrea Deshayesi* var.) *Cardita*, *Venus*, *Pecten*, *Spondylus*, *Avicula*, *Perna*, *Panopaea rustica.*

Riffkorallen, große (*Pygurus cilicicus*) und kleine Seeigel (*Micraster cor testudinarium?*). Fehlen von *Inoceramus*, Rudisten und Cephalopoden: ausgesprochene Flachseefazies. Bei Eminli, Hatschkiri, am Kessek, bei Kiskalé und Gözna.

Unter- bis Mittel-Senon: Mergel mit *Hemiaster verticalis* Ag. bei Hatschkiri; außerdem *Hemiaster verticalis* var. *prunelliformis* und Zweischaler (*Pecten muricatus* var., *Pecten serratus* var., *Cytherea* cf. *lassula*) im unmittelbaren Liegenden des Pläners; die Hemiastermergel sind wohl nur eine stratigraphisch wenig verschiedene, faziell dagegen von dem Pläner abweichende Mergelbildung.

Turon: Sehr mächtige, fast immer wohlgeschichtete, fossilleere, häufig feuersteinführende Kalke von ca. 1000 m Mächtigkeit, Hauptgestein des kilikischen Tauros. Nur selten (Tschakit-Tal, Kisil tepe) mit unbestimmbaren Durchschnitten von Radioliten und Actaeonellen (Tschakit-Tal).

Wenig verbreitete Einlagerungen von sandigem glaukonitischem Mergel (mit *Natica (Ampullina)* und *Veniella lineata* am Gülgedik-Paß) und Tonen (ohne Fossilien).

Die Fossilien liegen im oberen Drittel der Kalke, die Altersbestimmung der Basis ist also unsicher. Gleichzeitige, d. h. kretazische Eruptivgesteine fehlen. Gabbros und Hypersthenite des Kisil dagh sind intensiv gefaltet und von eocänem Alter.

Cenoman (oder älter?; durchgängig fossilleer): Sandsteine (weiße Quader bei Belemedik und andeutungsweise bei Yerköprü), 8—10 m mächtig.

Basal-Konglomerate zwischen Yerköprü und Hatschkiri mit Geröllen karbonischer Korallen; beide diskordant über dem:

Liegendes: gefaltetes Unterkarbon.

---

[1]) Das Zusammenvorkommen der beiden Pectenarten, von denen die erste mit europäischen Formen vollkommen, die zweite annähernd übereinstimmt, erinnert an die Sandsteine von Haltern in Westfalen, wo beide Arten ebenfalls vorkommen.

b) Die Faziesentwickelung.

Die Faziesentwickelung der Tauroskreide umfaßt — da die intrusiven Eruptivgesteine eocänen Alters und die Transgressionsbildungen an der Basis nicht genauer horizontierbar sind — nur zwei Hauptentwickelungen:

1. Die — allerdings meist fossilleeren — Rudistenkalke mit ihren Einlagerungen (von glaukonitischem Mergel am Gülgedik-Paß).
2. Die Plänerkalke mit *Clypeaster cretacicus* und ihre eng verbundenen Mergel von Hatschkiri mit *Hemiaster* an der Basis.

Die aus reinem Kalk bestehenden Rudistengesteine verbreiten sich über das ganze Mittelmeergebiet, und auch Einlagerungen von Gosau-Fazies sind, abgesehen von ihrem alpinen Ursprung, neuerdings aus Nordanatolien bekannt geworden. Vom Ak dagh bei Amasia am Halys hat MEISTER, von der bithynischen Halbinsel haben ENDRISS und J. BÖHM reichere Vorkommen beschrieben, die allerdings im Tauros, am Gülgedik-Paß, kaum angedeutet sind.

Die überaus mächtigen, die Masse des kilikischen Tauros und Amanos aufbauenden hellen Kalke dürften vorwiegend aus zerriebenen und umkristallisierten Rudistenschalen bestehen. Wenigstens sind dies — außer schwer bestimmbaren Actaeonellen — die einzigen erkennbaren organischen Reste, die ich gefunden habe. Sie stammen vom Tschakit-Tal (km 296, Anstieg zum Gülgedik), vom Kisil dagh und vom Kloster Ekbes im Amanos.

Das Überwiegen der Rudisten kennzeichnet die mit den taurischen übereinstimmenden Kalke von Adalia (Attalia) in Pamphylien, die Vorkommen von Mittelgriechenland und Dalmatien. Wenngleich in Griechenland ausgedehnte Kalkmassen nach neuen Untersuchungen dem Urgebirge, dem Karbon und der Dyas, besonders aber der Trias und dem Jura zufallen, bleiben doch vor allem in den mittelgriechischen Gebirgen (z. B. Kiona, Parnaß und Othrys) noch mächtige Oberkreidekalke übrig. Auch hier herrschen Radioliten (z. B. am Nordabhang der Kiona) und Hippuriten, (am Othrys) ganz unbedingt vor, oder es sind — ganz wie im Tauros — Rudisten in den einzelnen Bänken überhaupt die einzigen organischen Reste. Ähnlich bilden auch in Süddalmatien, z. B. bei Ragusa, oder in den Südalpen, am Lago di St. Croce, Rudisten die Gesteine. Bemerkenswert ist das unbedingte Vorwiegen geschichteter Rudistenkalke in den genannten Gebieten. Nur FUTTERER beschreibt von Lago di St. Croce ungeschichtete Rudistenriffe.

Die Kreide des Tauros zeigt in bezug auf die organischen Reste eine auch sonst vielfach beobachtete Erscheinung: In der reinen Kalkfazies treten entweder Rudisten oder Riffkorallen allein für sich auf und schließen sich sonst gegenseitig aus. Diese Regel gilt außer für den Tauros auch für Griechenland, Dalmatien und die meisten Vorkommen der Südalpen. Hier findet sich allerdings am Lago di St. Croce in Gesellschaft der überwiegenden Rudisten (*Biradiolites*, *Schiosia* usw.) auch eine *Calamophyllia.* Auch für die Aptkalke der unteren Kreide gilt, wenigstens in Südfrankreich, Ungarn und Griechenland, dieselbe Regel. In den durch Requienien, Matheronien und Monopleuren ausgezeichneten weißen Kalken fehlen Korallen. Andererseits ist die Ausnahme, welche die nordalpine Gosaukreide darstellt, nur scheinbar, denn die Riffkorallen und die Rudisten finden sich an verschiedenen Fundorten. Mir ist nur ein Vorkommen, das der mexikanischen Gosaukreide von Cardenas im Staate St. Luis Potosi, bekannt, wo in derselben Schicht neben zahlreichen Riffkorallen auch Rudisten — *Biradiolites, Radiolites* und *Sphaerucaprina* — häufig sind. Doch handelt es sich hier um Mergel und Mergelkalke, während für die reinen Kalke die Regel gegenseitigen Ausschlusses von Riffkorallen und Rudisten giltig zu sein scheint.

Die Gründe dafür, daß die beiden kalkabsondernden Tiergruppen getrennt auftreten, sind keineswegs leicht zu ermitteln. Bekanntlich beruht die Beschränkung der Riffkorallen auf die oberen 30 m der Meerestiefe in ihrer Symbiose mit lichtbedürftigen Algen; es liegt somit nicht fern, daran zu denken, daß die massigen, kalkabsondernden Zweischaler lediglich auf die Nahrungszufuhr durch das Plankton und auf großen Kalkreichtum des Meerwassers, nicht aber auf die erwähnte Symbiose angewiesen waren. Somit wären die Rudisten nicht auf die obersten 30 m des Ozeans beschränkt, sondern könnten bei sonst günstigen Verhältnissen eine größere vertikale Verbreitung besessen haben. Auch der Umstand, daß in den Rudistenschichten dort, wo die Erhaltung günstig ist, der Kalksand zurücktritt und daß hier die ganze Gebirgsmasse aus den Kalkschalen selbst besteht, könnte auf die Lebensweise in etwas größeren Meerestiefen hindeuten. Doch können hierüber nur ausgedehntere Beobachtungen Aufschluß geben, auf deren Notwendigkeit hierdurch hingewiesen sei.

Nur eine Tatsache, nämlich die des großen Kalkreichtums der anatolischen und der griechischen Kreidemeere, ergibt sich mit Sicherheit aus der Beschaffenheit der geologischen Unterlage. Im Tauros und Antitauros bildet das Liegende der

fast ausschließlich kalkigen Kreide die mächtige Kalkmasse des älteren Karbon und des ebenfalls vorwiegend kalkigen Devon. In Griechenland und im westlichen Anatolien ist der Kalk das weitaus vorherrschende Gestein in der Unterkreide, dem ganzen Jura, der ganzen Trias und Dyas, in ausgedehnten Teilen des Oberkarbon sowie auch in dem vielfach aus Marmor bestehenden Urgebirge. In der nordeuropäischen, über Urgebirge und sandig-tonigem Paläozoikum transgredierenden Oberkreide treten jedenfalls die rein-kalkigen Gesteine, d. h. die Schreibkreide selbst, ebenso wie der Pläner hinter Quadersandstein und Mergel mehr zuück.

Ob also die Rudisten abhängiger von der Meerestiefe waren als die Riffkorallen, wird sich erst aus umfassenden Beobachtungen über die Häufigkeit des kalkigen Füllsandes und das Vorkommen abgerollter Fragmente zwischen gut erhaltenen Schalen feststellen lassen.

Leichter nachweisbar ist dagegen die Abhängigkeit der Rudisten von dem Kalkreichtum des Meeres[1]) bzw. von der Häufigkeit des Kalkes in den die Oberkreide unterlagernden Schichten.

c) Beschreibung der Arten.

Der Emscher Mergel des Amanos.

Im Amanos, d. h. im Giaur dagh und Kurdengebirge, herrscht die gleiche Fazies weißer Kalke (mit seltenen und fast immer unbestimmbaren Rudisten) wie im Tauros vor. Nur an einer Stelle im Kurd dagh zwischen der Station Radju und dem Dorf Missaka habe ich in einer Mergeleinlagerung eine kleine Fauna meist schlecht erhaltener Zweischaler (vom Alter des Emscher) gefunden.

Diese blaugrauen kieselhaltigen Mergel zwischen Radju und Missaka im Amanos vom Alter des Emscher enthalten:
Gryphaea vesicularis Lam. var. *aucella* F. Römer (sehr häufig),
Ostrea carinata Lam. var. nov. *erecta* (selten),
Pecten cf. *muricatus* Goldf. (in mehreren Exemplaren),
Pecten (Janira) duplicicosta F. Roemer (in mehreren Exemplaren),
Trigonia Ferdinandi nov. sp. (in mehreren Exemplaren),
Cucullaea aff. *ligeriensis* d'Orb. (in mehreren Exemplaren),
„ cf. *olisiponensis* Sharpe (in mehreren Exemplaren).

[1]) Auf die palaeo-klimatische Frage hier einzugehen, würde zu weit führen. Anatolien lag jedenfalls ganz im Bereich des wärmeren Meeres.

Ostrea carinata Lamarck var. nov. *erecta.*

Taf. XII, Fig. 3a—c.

Die im Cenoman überall verbreitete typische *Ostrea carinata* (Fig. 4) kommt in einer in Skulptur und den meisten Merkmalen der äußeren Form übereinstimmenden Varietät zusammen mit *Gryphaea vesicularis* var. *aucella* vor. Jedoch zeigt das vorliegende von mir bei Radju gesammelte verkieselte Exemplar einen bezeichnenden Unterschied von den typischen Formen des Cenoman. Bei der letzteren verlaufen die Ligamentflächen in den beiden Klappen parallel, bei var. *erecta* richtet sich die Ligamentfläche der freien (nicht festgewachsenen) Klappe senkrecht empor. Auch die gegebenen Abbildungen lassen diesen Unterschied klar erkennen und zeigen, daß ein von Austin in Texas stammendes Exemplar mit der syrischen Form übereinstimmt. Leider ist von diesen texanischen Exemplaren der genauere Horizont (? Cenoman oder Emscher) nicht bekannt. Nach der Gesteinsbeschaffenheit stammt das Stück allerdings aus den Kreidemergeln von Austin, d. h. aus dem Emscher. In diesem Falle würde also die var. *erecta* in der alten wie in der neuen Welt in Schichten vorkommen, welche wesentlich jünger sind als Cenoman.

Zweite Mergelzone (Emscher); Radju im Amanos.

Gryphaea vesicularis Lamarck var. *aucella* F. Roemer.

Taf. XII, Fig. 1a—c und 2a—c.

Gryphaea aucella F. Roemer, Texas, p. 395

Ostrea vesicularis Lamarck var. *aucella* F. Roemer. Die Kreidebildungen von Texas, p. 74, Taf. IX, Fig. 4a, b.

Die ganz beständigen Unterschiede der viel geringeren Größe und der flügelförmigen, seitlichen Ausdehnung der unteren Klappe hatten F. Roemer früher zu einer spezifischen Trennung von *Gryphaea vesicularis* veranlaßt. Nach einer erneuerten Vergleichung mit den zahlreichen europäischen Nebenformen der *Gryphaea vesicularis* glaubte er jedoch später die texanische Form nur als eine Varietät der genannten weit verbreiteten Art betrachten zu müssen. — Außer den angegebenen Unterschieden ist auch noch das stete Fehlen einer deutlichen Anheftungsfläche, welche doch bei der typischen Form der *Ostrea vesicularis* oft sehr bedeutend ist, sowie auch die Abwesenheit der ausstrahlenden Linien auf der flachen, oberen Klappe besonders zu erwähnen.

Das Vorkommen dieser zuerst aus Texas beschriebenen, in der großen Monographie von Coquand nicht anerkannten Varietät

im Amanos ist wichtig, weil eine vollkommene Übereinstimmung der Form zwischen der texanischen und der syrischen Muschel besteht. Die flügelförmige Verlängerung der festgewachsenen Klappe ist besonders deutlich und unterscheidet sich von ähnlichen geflügelten Exemplaren der großen typischen Form dadurch, daß der Flügel hier gewölbt, bei var. *aucella* dagegen vertieft ist.

Der Kreidemergel von Austin, aus welchem *Gryphaea vesicularis* var. *aucella* zuerst beschrieben worden ist, stellt zweifellos ein Äquivalent des Emschers dar, und es liegt somit nahe, auch der zweiten Mergelzone von Radju, die verhältnismäßig tief in der kretazischen Schichtenfolge auftritt, ein ähnliches Alter zuzuschreiben.

Gryphaea vesicularis var. *aucella* findet sich bei Radju in großer Menge, d. h. geradezu gesteinsbildend. Sie unterscheidet sich von den zum Vergleich abgebildeten texanischen Exemplaren lediglich durch etwas bedeutendere Größe bei völliger Übereinstimmung der Form, erreicht jedoch niemals auch nur annähernd die Dimensionen der Stücke, die ich von Eskibasar im Vilajet Trapezunt[1]) beschrieben habe.

Pecten cf. *muricatus* Goldf.

Taf. XV, Fig. 1a, b und c.

Vgl. Goldfuss, Petr. Germ., t. 93, Fig. 9a, 9b.

Die aus der zweiten Mergelzone zwischen Radju und Missaka nördlich von Aleppo stammenden zwei Exemplare sind leider zu mangelhaft erhalten, um eine ganz sichere Bestimmung zu ermöglichen. Die Stücke sind weder als Steinkern noch als Schalenexemplar erhalten, vielmehr ist die Schale teilweise verkieselt und zeigt somit weder Außen- noch Innenseite hinlänglich deutlich. Was aber wahrnehmbar ist —, Umriß, Form des hinteren Ohres, Verlauf und Stärke der Rippen — stimmt vollkommen überein, jedoch ist, wie gesagt, eine ganz sichere Bestimmung nicht möglich. (Vergl. p. 278.)

Verkommen: Emscher (zweite Mergelzone) im Amanos zwischen Radju und Missaka an der Bahn nördlich von Aleppo.

Janira duplicicosta F. Roemer.

Taf. XIV, Fig. 1a—d.

Pecten duplicicosta F. Roemer. Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. 1852, Taf. VIII, Fig. 2a, b, p. 65.

„Die größere linke Klappe stark gewölbt, fast kreisrund, etwas breiter als lang, am Umfange winkelig, polygonal auf der Oberfläche mit ausstrahlenden Wülsten und Rippen bedeckt.

[1]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1910, Bd. I, S. 6.

Die Wülste sind dick, vorragend und treten am Umfange eckig vor. Die ausstrahlenden Rippen sind regelmäßig, fast gleich breit und bedecken in gleicher Weise die Wülste und deren Zwischenräume. In dem fast ebenen Zwischenraume zwischen je zwei Wülsten liegen zwei oder drei derselben. Die Oberfläche einer Wulst selbst bedecken drei oder vier derselben“.

Fast vollkommen mit der wiedergegebenen Beschreibung F. Roemers stimmen 3 Exemplare überein, die ich bei Radju und Missaka im Amanos auffand. Die gewölbte linke Klappe ist lediglich durch die etwas bedeutendere Größe der Ohren verschieden, in der Wölbung und Berippung aber vollkommen ident. Zwei konkave, auf der Innenseite erhaltene Klappen stimmen dagegen vollkommen mit den Stücken von Austin überein.

Vorkommen: 1. Emscher, zweite Mergelzone zwischen Radju und Missaka im Amanos (Vil. Aleppo) zusammen mit *Gryphaea vesicularis*. 2. Austin und Neu-Braunfels, Texas, wahrscheinlich ebenfalls im Emscher.

Trigonia Ferdinandi n. sp.

Taf. XVI, Fig. 6a—d.

= *Trigonia crenulata* F. Roemer non Lamarck. Die Kreidebildungen von Texas, p. 51, Taf. VII, Fig. 6.

non *Trigonia crenulata* Lamarck bei d'Orbigny. Paléontologie française T. Crétacés, Bd. III, Taf. 295.

Im Amanos wurden von mir in der zweiten Mergelzone bei Radju ziemlich zahlreich schlecht erhaltene Trigonien gesammelt, deren Form und Skulptur der aus Texas von Roemer beschriebenen Form ganz außerordentlich nahe steht. Da auch die sonstigen bei Radju vorkommenden Zweischaler, besonders die Austern, mit texanischen Formen ident sind, erscheint die Vergleichung der schlecht erhaltenen syrischen Form mit den gut erhaltenen mir vorliegenden Stücken aus Texas naheliegend. Eine exakte Bestimmung ist selbstverständlich erst von der Auffindung besser erhaltenen Materials abhängig.

Abgesehen von der charakteristischen Kerbung der fünfzehn schief von oben nach unten verlaufenden gebogenen Rippen stimmt auch die Erhaltung (teils als reiner, teils als Skulptursteinkern) bei den amerikanischen und syrischen Arten überein. Roemer hat zwar schon selbst das Vorhandensein einiger Verschiedenheiten zwischen der typischen französischen Form (Fig. 7) und der texanischen hervorgehoben; doch läßt erst die Auffindung und Präparation eines großen texanischen Schalenexemplars die Feststellung wirklicher Unterschiede zu. Hiernach sind bei

gleicher Größe der verglichenen Arten die Zähne der jüngeren texanischen Art wesentlich länger als bei der französischen Art des Cenoman. Außerdem sind die Zähne bei der texanischen Art kaum schwach gebogen und bei der französischen Art sehr deutlich gekrümmt.

Die äußere Skulptur und vor allem die Berippung der Schale ist dagegen bei der dem Cenoman und der dem Senon angehörenden Art außerordentlich ähnlich.

Vorkommen: die typischen Exemplare der neuen — zu Ehren FERDINAND ROEMERS — genannten Art finden sich bei Austin und Burnet in Texas in den vermutlich dem Emscher[1]) angehörenden Kreidemergel.

Die ROEMERschen Originalexemplare stammen aus Friedrichsburg in Texas. Die nur annähernd bestimmbaren syrischen Stücke finden sich in dem Untersenon der zweiten Mergelzone von Radju an der Bagdadbahn nördlich von Aleppo.

Cucullaea nov. sp. aff. *C. ligeriensis* D'ORB.

Taf. XII, Fig. 7 und 8.

In den dunkeln Mergeln bei Radju finden sich nicht selten große, kräftig gewölbte Cucullaeen von länglicher Form mit deutlicher Innenleiste, die auf der Hinterseite vom Wirbel zum Muskeleindruck zieht. Die Art scheint mit einer in Texas (bei Burnet und Lampasas) vorkommenden, als Steinkern erhaltenen Form ident zu sein, deren Verwandtschaft ich vorläufig in der obigen Weise andeuten möchte. Die in Texas und Nordsyrien vorkommende, mit der französischen Cenoman-Art jedenfalls verwandte Muschel ist wesentlich flacher als diese. Doch läßt die ungünstige Erhaltung keine sichere Bestimmung zu.

Vorkommen: Emscher (zweite Mergelzone) mit *Gryphaea vesicularis* var. *aucella*, Radju im Amanos und bei Austin in Texas.

Cucullaea cf. *olisiponensis* SHARPE.

Taf. XII, Fig. 5 und 6a, b.

Vgl. *Arca olisiponensis* SHARPE. Quart. Journ. geol. Soc. London 1849, Bd. VI, Taf. XIV, Fig. 1, p. 176.

Von dem typischen Fundort der eben zitierten *Cucullaea*, dem Hippuritenkalke von Alcantara bei Lissabon befindet sich in der Breslauer Sammlung ein von P. DA COSTA an F. ROEMER

[1]) Ein Sandstein — ebenfalls von Austin in Texas — enthält *Trigonia glaciana* STURM (eine Art des Emschers) in wohl bestimmbaren Stücken.

gesandtes Exemplar, das in allen wahrnehmbaren Merkmalen mit einigen Exemplaren von Radju übereinstimmt. Allerdings sind letztere schlecht erhalten, zeigen insbesondere die Gitterstruktur der Oberfläche nicht; doch liegt es nahe, bei der sonstigen Übereinstimmung der Form eine Identität anzunehmen. Die zitierte Abbildung zeigt allerdings eine Muschel, die sich durch geringere Länge von den vorliegenden portugiesischen und syrischen Exemplaren unterscheidet. Doch macht es den Eindruck, als ob diese geringere Länge auf einer Verzerrung der Zeichnung beruht.

An der Übereinstimmung der mir vorliegenden Stücke von Portugal und Syrien ist jedenfalls nicht zu zweifeln.

Vorkommen: Emscher Mergel, Radju bei Missaka (zweite Mergelzone) und Lissabon.

Fauna des mittel- und untersenonen Pläners von Eminli.

Natica.

Natica (Euspira) cf. *Stoddardi* Hislop.

Taf. XI, Fig. 6a, b.

1859 *Natica Stoddardi* Hislop. Tertiary deposits in the East Indies (Quart. Journ., 15 june 1859), p. 176, Taf. VIII, Fig. 31.

1905 Douvillé: Mission de Morganen Perse. Paléontologie, Taf. 48. Fig. 1—4, S. 337.

Ein einzelnes Exemplar dieser im südwestlichen Persien (in Luristan) vorkommenden Art wurde von mir bei Kuschdjular gefunden. Der einzige Unterschied von der Abbildung Douvillés besteht in der bedeutenderen Größe unseres Stückes. Abgesehen davon ist die Form der Umgänge, die allerdings nicht sehr deutliche Ausbildung des Nabels und die schmale verlängerte Form der Mündung durchaus übereinstimmend mit den Abbildungen der persischen Form.

Aufgewachsen auf dieser Naticide findet sich ein Exemplar von der p. 285 beschriebenen *Cardita Mavrogordati.*

Vorkommen: Senon, Dorf Kuschdjular, Richtung nach Eminli, Süd-Tauros.

Natica (Ampullina) sp.

Taf. XI, Fig. 2.

Vgl. Douvillé: Mission de Morgan en Perse. Paléontologie, Taf. 48, Fig. 7, p. 338.

In den kalkigen Mergeln des G ü l g e d i k - P a s s e s[1]), die als eine an Gosau erinnernde Einlagerung in den mächtigen Kalken

[1]) Am Gülgedik-Paß führt aus der Mitte der großen Tschakitschlucht ein Saumweg auf die Höhe des Kalkplateaus; von dieser durch die Mergel veranlaßten Einschartung führt der Saumweg in südlicher Richtung zu den Sektionshäusern und dem Dorfe Kuschdjular

der Tschakitschlucht auftreten, habe ich trotz mehrstündigen Suchens nur zwei allenfalls bestimmbare organische Reste — *Veniella* cf. *lineata* SHUM. und die vorliegende *Natica* — gefunden. Bei dem Fehlen organischer Reste in dem oberen Drittel der mächtigen Kalkmassen ist eine möglichst genaue Bestimmung der an sich unvollkommen erhaltenen Reste ganz besonders wichtig. Von der vorliegenden *Ampullina* ist nur die halbmondförmige Mündung mit der verhältnismäßig schmalen Innenlippe und dem spaltförmigen Nabel gut erhalten. Das dickschalige Gehäuse ist in seinem unteren Teile deformiert und in den oberen Teilen der Windung zerbrochen. Trotz dieser ungünstigen Erhaltung glaube ich doch den Rest auf die von DOUVILLÉ a. a. O. gegebene Abbildung beziehen zu können, die der französische Forscher allerdings auch nicht als hinreichend für eine ganz exakte Bestimmung angesehen hat (*Ampullina* sp.). Jedoch ist die Dickschaligkeit, die Größe und jedenfalls die Form der Mündung bei der zitierten Abbildung und bei dem vorliegenden Exemplar die gleiche.

Die Bestimmung als Maestricht-Stufe bei dem lurischen Exemplar würde auch der orographisch sehr hohen Stellung der mergeligen Einlagerung des Gülgedik-Passes entsprechen.

Pleurotomaria.

Pleurotomaria (Leptomaria) cf. *indica* FORBES.

Taf. XI, Fig. 1.

FERDINAND STOLICZKA: Cretaceous fauna of Southern India, Vol. II, Gastropoda, Tafel 26, Fig. 1—4, p. 386.

Es wäre an und für sich kaum möglich, den vorliegenden bis zur Mündung erhaltenen Steinkern mit den immerhin ziemlich deutlichen Abbildungen STOLICZKAS zu vergleichen, wenn mir nicht zwei von dem österreichischen Forscher an FERDINAND ROEMER gesandte Originalexemplare aus Indien vorlägen. Hiernach ist die Übereinstimmung der Form der Umgänge, der Mündung und des Nabels recht groß, so daß eine sehr nahe Verwandtschaft oder Identität immerhin nicht unwahrscheinlich ist. Jedenfalls unterscheiden sich die zur gleichen Untergattung gehörenden Formen von Haldem und Faxö in merkbarer Weise durch die abweichende Form der Umgänge. Allerdings würde für die Altersbestimmung der taurischen Form durch die Vergleichung mit Indien noch nicht viel gewonnen sein; denn STOLICZKA zitiert seine Art sowohl aus dem Senon (der Arrialoor group) wie aus der viel älteren Ootatoor-Gruppe, und außerdem lassen sich in seinen Zeichnungen zum mindesten drei recht abweichende Formen (Figur 1, Figur 2, Figur 4) unterscheiden.

Die mir vorliegenden indischen Exemplare stimmen mit Figur 2 überein, und diese allein ähnelt auch dem im Tauros gefundenen Steinkern. Derselbe fand sich im Senon-Plänerkalk beim Dorf Kuschdjular in der Richtung nach Eminli.

Ostrea.

Ostrea Deshayesi Coquand var. Osiroides Frech.

Taf. XIII, Fig. 1a—e.

Vgl. *Ostrea Deshayesi* Coquand: Monogr. du genre *Ostrea*, t. 21, f 1 2, t. 23, f. 1, 2, und auch t. 24, f. 1—3.

Die vorliegende, in dem oberen Senonpläner bei Eminli und Kuschdjular nicht seltene Art könnte mit *Ostrea Osiris* (Palaeontographica, Bd. XXX, II, t. 16, f. 1—4, p. 116) verwechselt werden, die Zittel folgendermaßen charakterisiert:

„Eine ungemein dickschalige, höchst ungleichklappige Auster mit radialen Rippen und stark gekrümmtem Wirbel". Diese schon im Jahre 1883 von v. Zittel veröffentlichte kurze Beschreibung (Palaeontographica, Bd. XXX, p. 69) ist später näher ausgeführt worden.

Allerdings ist die aus undeutlichen Radialrippen bestehende Oberflächenskulptur bei der taurischen Varietät ganz übereinstimmend mit der libyschen Form. Einen Unterschied bildet die Gestalt des Wirbels, welcher bei *Ostrea Osiris* stark gekrümmt und daher auch mit einer stark verlängerten und z. T. dicerasartig gedrehten Schloßfläche versehen ist. Die Ligamentfurche von *Ostrea Osiris* ist ebenfalls schmal linear und torsionsartig verzerrt. Trotz der Ähnlichkeit der äußeren Skulptur ist somit unsere Form mit ihrer breiten nicht verlängerten Schloßfläche und der ebenfalls breiten Ligamentgrube durchaus abweichend.

In bezug auf die Form des Ligaments und der Schloßfläche ähnelt die taurische Form der *Ostrea Deshayesi*[1]. Bei dieser großen, sehr dickschaligen Art ist die Schalenoberfläche mit sehr deutlich ausgeprägten, regelmäßigen, dachförmigen Rippen versehen. Die taurische Form bildet also ein direktes Zwischenglied von *Ostrea Osiris*, mit der sie die Skulptur, und *Ostrea Deshayesi*, mit der sie die Schalengestalt und den Bau der Ligamentfläche gemein hat. Die Namengebung soll auf diese Zwischenstellung hinweisen.

Das geologische Alter der *Ostrea Deshayesi* var. *Osiroides* vermittelt zwischen *O. Deshayesi* und *Ostrea Osiris*. Letztere findet sich in der Mergelfazies der Overwegi-Schichten (unterstes Danien) und in der Kalkfazies der Blättertone (oberes Danien).

[1]) Vgl. Coquand: Monographie du genre *Ostrea*, t. 21, f. 1, 2, t. 23, f. 1, 2, und auch t. 14, f. 1—3.

Die typische *Ostrea Deshayesi* liegt dagegen wesentlich tiefer, nämlich im Emscher (Santonien). Die Plänerkalke von Kuschdjular und von Eminli, in denen unsere bis 10 cm Länge erreichende dicke Auster nicht selten ist, sind als eine Mergelfazies des unteren und mittleren Senon zu deuten.

Vorkommen: Mittl. Senon-Pläner, Felder von Eminli bei dem Dorf Kuschdjular, südl. kilikischer Tauros.

Pecten.

Pecten Royanus [d'Orb.] Zittel (?).

Taf. XIV, Fig. 6.

Zittel: Bivalven der Gosaugebilde, p. 37, t. 18, f. 1a, b.

Das eine vorliegende, leidlich erhaltene Exemplar stimmt recht gut mit der Abbildung und Beschreibung Zittels überein, die ich daher hier folgen lasse:

„Die länglich-eiförmige Schale ist schwach gewölbt, höhe, als lang, fast vollkommen gleichklappig und mit 26 erhabenen, zugeschärften, etwas ungleichen Radialrippen versehen. In die Zwischenräume schieben sich, von den Buckeln ausgehend dicht an der Seite einer jeden Rippe je zwei feinere Zwischen leisten ein, von denen die neben den 4 oder 5 mittleren Hauptrippen befindlichen sehr schwach entwickelt sind, während die an den Seiten kräftiger hervortreten, so daß dort jede Rippe aus 3 (einer größeren mittleren und 2 schwächeren seitlichen) Rippen zusammengesetzt erscheint. Über die ganze Schale laufen dichtstehende, feine, schwach erhabene konzentrische Lamellen. Die Ohren sind ziemlich groß, namentlich die vorderen rechtwinklig abgestutzt und mit schrägen Furchen versehen."

Die von d'Orbigny gegebene Abbildung, Pal. franç. Terr. crét. III, t. 438, f. 7—12, zeigt bei ähnlichem Umriß eine erheblich abweichende Beschaffenheit der Rippen, welche in der Mitte dachförmig hervortreten, während auf der Zittelschen Abb. und bei meinem Exemplar eine mehr gleichförmige Aufwölbung der Radialrippen sichtbar ist. Da mir leider französisches Vergleichsmaterial fehlt, muß ich mich mit der vorläufigen Feststellung der alpinen Gosauform im Tauros genügen lassen. Zweifelhaft ist auch die Gestaltung des Ohres; das Vorhandensein eines Byssusausschnittes ist unsicher.

Vorkommen: Westabhang des Kesek ca. 900 m hoch über dem Tschakit-Tal, gegenüber Kuschdjular.

Pecten (Aequipecten) asperulinus Stoliczka.

Taf. XV, Fig. 2a, b.

Stoliczka: Pelecypoda of the Cretaceous Rocks Southern Indica. t. 31, f. 10, 11, t. 44, f. 5, (Arijalur group) p. 432.

Stoliczka bezeichnet seinen senonen *P. asperulinus* als Vertreter (richtiger wohl Nachkommen) des bekannten *P. asper* Lam. aus dem europäischen Cenoman. Nur seien bei der europäischen Form diejenigen Streifen am stärksten, welche dem Mittelstreifen auf der Hauptrippe zunächst sind, bei *P. asperulinus* seien die Streifen zunächst dem Hauptsinus am kräftigsten ausgebildet. Dies läßt sich auch bei den taurischen Exemplaren beobachten. Die Wölbung der bikonvexen, fast gleichseitigen Schale ist flach, die vorliegenden Stücke sind z. T. als Schalenexemplare, z. T. als Steinkerne erhalten, so daß die Bestimmung trotz der ungünstigen Erhaltung der Ohren verhältnismäßig sicher erfolgen konnte.

E. Philippi[1]) hebt in seiner Besprechung der Pectiniden hervor, daß *P. asper* eine isolierte Form sei, die in der oberen Kreide keine Nachfolger habe. Diese Angabe bezieht sich auf Europa und ist auch angesichts der recht mangelhaften Ausführung der Stoliczkaschen Zeichnungen verständlich. Wichtig ist der Nachweis, daß die europäische Cenomanform in der oberen Kreide subtropischer nnd tropischer Gegenden Nachfolger aufweist.

Vorkommen: Mittlerer Senonpläner beim Dorf Kuschdjular (3 Exemplare); Arijalur-Gruppe (= Senon) in Südindien.

Pecten (Aequipecten) tschakitensis n sp.

Taf. XV, Fig. 4.

Der sonderbare, hochdifferenzierte *Pecten Beaveri* Sow. (= *P. depressus* Goldf., Petr. Germ. t. 92, f. 4) kennzeichnet sich nach E. Philippi durch die Flachheit seiner großen, etwas ungleich skulpturierten Schale, die Breite der Ohren und das vollständige Fehlen eines Byssusausschnittes.

Eine oberhalb des Tschakit-Tales gefundene Form steht dem *P. Beaveri* durch den ganzen Habitus außerordentlich nahe, unterscheidet sich aber leicht durch die sehr viel geringere Zahl der — etwa die Hälfte betragenden — kräftigeren, etwas knotigen Hauptrippen. Die Form ist offenbar weit verbreitet; denn mir liegt außer deutschen und englischen Stücken noch ein großes Exemplar aus Astoria im Territorium Washington vor, das in der Zahl der Rippen zwischen *P. Beaveri* und der neuen Art steht.

---

[1]) Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1900, S. 101.

Der im europäischen Turon heimische *P. Beaveri* pflanzt sich, wie es scheint, in der mittelsenonen kilikischen Form fort.

Vorkommen: In dem mittelsenonen Pläner mit *Clypeaster cretacicus* am Westabhang des Kesekberges ca. 900 m hoch über dem Tschakit-Fluß gegenüber Kuschdjular.

Pecten (Chlamys) serratus Nilss. var. nov. *kuschdjulariensis*.

Taf. XV, Fig. 3.

Vgl. Goldf.: Petr. Germ., t. 94, f. 3.

Der nach E. Philippi zu der Untergattung *Chlamys* gehörende *Pecten serratus* Nilss. kommt, wie das reiche Material des Berliner Museum für Naturkunde zeigt, im Obersenon Schwedens, Englands sowie im Untersenon des Salzbergs bei Quedlinburg vor. Die Berippung und die Form der Ohren — inbesondere das Fehlen des Byssusausschnittes — ist durchaus ähnlich, die schuppige Oberfläche bei den kilikischen Stücken allerdings nicht erhalten. Ist aus diesem Grunde die Bestimmung nicht ganz sicher, so bildet andererseits der kaum verlängerte Umriß des vorliegenden Stückes einen deutlichen Unterschied gegenüber der stark verlängerten Form der europäischen Exemplare.

Vorkommen: Mittlerer Senonpläner beim Dorf Kuschdjular sowie — in einem schlecht erhaltenen Fragment — im unteren Mergel bei Hatschkiri.

Pecten muricatus Goldf. var.

Taf. XV, Fig. 1a—c.

Während die p. 270 erwähnte Form überhaupt nicht sicher bestimmbar ist, lassen sich bei den aus dem Tauros vorliegenden Stücken mit größter Sicherheit alle für die Wiedererkennung der bekannten mittelsenonen Form wichtigen Merkmale feststellen. Die eigenartige Schalenskulptur, die aus kräftigen, gerundeten Rippen und feinen, in Schuppen auslaufenden Anwachsstreifen besteht, ist bei allen vorliegenden Schalenexemplaren wahrnehmbar. Die feine Radialstreifung der Hauptrippen tritt allerdings bei der Kleinheit der Exemplare nicht so in die Erscheinung wie bei den großen Stücken von Haltern in Westfalen. Jedoch ist die feine Radialstreifung sowohl auf den Hauptrippen wie auf den Ohren vorhanden.

Bei zwei etwas größeren als Steinkern erhaltenen Stücken der rechten Klappe ist auch das vordere Ohr und der Byssusausschnitt deutlich wahrnehmbar.

Zwei kleine, wahrscheinlich wenig in Betracht kommende Unterschiede sind bei dem taurischen Exemplar vorhanden:

1. ist der Umriß nicht verlängert, sondern fast kreisrund,
2. sind auf dem Steinkern die Rippen sehr viel deutlicher ausgepägt als bei den ebenfalls aus Westfalen vorliegenden Steinkernen.

Beide Merkmale, sowohl der Umriß wie die kräftigere Berippung der Steinkerne, können jedoch recht wohl auf der durchschnittlich geringeren Größe der taurischen Stücke beruhen. Ich sehe daher davon ab, eine besondere Bezeichnung vorzuschlagen.

Vorkommen: 1) Mittlerer Senonpläner, Kuschdjular und oberhalb Hatschkiri.

2) Unterer Senonmergel, unterhalb Hatschkiri am Wege nach Yer köprü.

Subgenus Janira Schum.

Als *Janira* SCHUM. = *Vola* KLEIN = *Neithea* DROUET bezeichnet man Formen von kreisrundem Umriß, bei denen die rechte Schale stark gewölbt, die linke flach deckelförmig und der Byssusausschnitt ganz oder so gut wie ganz verschwunden ist, jedenfalls nicht mehr als solcher funktioniert (E. PHILIPPI).

Die Janiren treten in drei verschiedenen Formationen auf, erstens im Lias, hier hauptsächlich in Südamerika, dann in der Kreide vom Neocom bis zu den höchsten Senonschichten, und ferner im Tertiär, vom Oligocän bis zur Gegenwart.

E. PHILIPPI folgt den Forschern, die keinen Zusammenhang zwischen den verschiedenen Formen annehmen, und glaubt nachweisen zu können, daß die tertiären Janiren nicht von den kretazischen und diese wieder nicht von den liassischen abstammen sondern daß alle drei in sich geschlossenen Janiren-Gruppen unabhängig voneinander aus dem Stamme des normalen *Aequipecten* entsprungen sind. Der genannte Forscher glaubt, daß die Janiren eines der schönsten Beispiele für die Erscheinung bilden, die KOKEN „iterative Artbildung" genannt hat.

Janira quadricostata Sow. sp. Typus.

Taf. XIV, Fig. 3a, b., 4a—c.

Pecten quadricostatus SOWERBY bei GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae, Taf. 92, Fig. 7a, b? d, e nicht 7a, p. 54.

In dem GOLDFUSSschen Werke ist auf Tafel 92, Fig. 7d, e die schön erhaltene *Janira quadricostata* von Maestricht (Fig. 3a) abgebildet, die ich an den meisten Fundorten des Mittelsenons im Tauros wiedergefunden habe.

Für eine ausführliche Untersuchung der in Mitteleuropa vielfach verbreiteten Form ist hier nicht der Ort, doch läßt sich

bestimmt sagen, daß die durch 4 bzw. 6 kräftig hervortretende Rippen ausgezeichnete Form von Gehrden in Hannover (= GOLDFUSS, l. c. Taf. 92, Fig. 7c), mit der Form von Aachen, Westfalen und Kilikien nicht ident ist. Bei letzteren, die zum Vergleich nebeneinander gestellt werden, ist das schwächere Hervortreten der 4 bzw. 6 Hauptrippen ein gemeinsames Merkmal. An den flachen bzw. konkaven linken Klappen ist die kräftigere Wölbung der Ohren bemerkenswert, auf denen bei guter Erhaltung die äußeren Radialrippen noch auf der Innenseite sichtbar sind.

An den Aachener Exemplaren konnte ich außerdem noch beobachten, daß der Schloßrand mit feinen vertikalen, an *Arca* erinnernden Reihenzähnchen bedeckt ist, die somit eine Konvergenzerscheinung zu dem längst ausgestorbenen *Crenipecten* bilden. (Taf. XIV, Fig. 3a.)

Vorkommen: Die mit zahlreichen Rippen versehene, mit der Maestrichter übereinstimmende Form findet sich im Mittelsenonpläner bei Kuschdjular, Eminli und oberhalb Hatschkiri.

Janira quadricostata var. nov. *Felli.*

Taf. XIV, Fig. 2a, b.

Die neue Varietät unterscheidet sich von der typischen Art, mit der sie in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt, durch die sehr viel weiter gestellten Rippen. Allerdings sind, wie es scheint, scharfe Grenzen nicht vorhanden, immerhin ist die Taf. XIV, Fig. 2 abgebildete große Form von Eminli auf den ersten Blick von der enger berippten typischen Art unterscheidbar. Der Steinkern und die Schalenexemplare der linken Klappe sind deutlicher konkav wie bei der Hauptart.

Vorkommen: Eminli, Kuschdjular und in gleichem Horizont am Nordabhang des Kesek in 900 m Höhe; außerdem fand ich eine konkave Klappe als Geröll in den Quartär-Schottern des Sabun-su unweit Harunje am Nordabhang des Amanos.

Janira Blanckenhorni BROILI.

Taf. XIV, Fig. 5.

Vola Blanckenhorni BROILI. Geologische und paläontologische Resultate der GROTHEschen Vorderasienexpedition 1906/07, p. 40, T. II, Fig. 7.

Nur mit einigen Bedenken vermag ich das vorliegende Exemplar zu der im Original vorliegenden *Vola Blanckenhorni* zu stellen; denn die Erhaltung beider ist außerordentlich verschieden. Das BROILIsche Original ist teils Schalenexemplar, teils Steinkern, das meinige dagegen ein Skulptursteinkern.

Jedoch ist die Zahl der Hauptrippen (10) bei beiden Stücken durchaus übereinstimmend und die allgemeine Form trotz der verschiedenen Erhaltung sehr ähnlich.

Da nun bei dem p. 295 beschriebenen, einer anderen Gruppe angehörenden *Pecten Livoniani* das Auftreten alternierender Rippen des Steinkerns lediglich auf dem Zustande der Erhaltung beruht, und da solche auf der äußeren Skulptur der Schale gar nicht sichtbar sind, ist eine analoge Verschiedenheit auch bei den vorliegenden Formen denkbar, die jedenfalls viel Ähnlichkeit miteinander besitzen.

Vorkommen: Oberkreide, Achyr dagh, nördlich von Marasch.

Perna.

Perna cf. *valida* Stoliczka sp.

Taf. XI, Fig. 3.

Melina valida Stoliczka, Pelecypoda of Southern India, p. 409, t. 22, f. '.

Der Steinkern einer großen Perna-Art aus dem Tauros erinnert am meisten an das große Schalenexemplar, das Stoliczka als *Melina valida* beschrieben hat. Es handelt sich auch bei dem Vorkommen des Tauros um eine sehr große und dickschalige Art, deren Oberfläche mit einfachen regelmäßigen Anwachsstreifen bedeckt ist. Leider kann die Oberfläche der Schale nur an einer Stelle unseres Exemplares beobachtet werden, da dasselbe sonst als Steinkern erhalten ist. Die Stoliczkasche Abbildung stellt dagegen ein Schalenexemplar dar. Trotzdem somit eine nähere Vergleichung sehr erschwert ist, erscheint das Vorkommen einer großen *Perna* von ähnlichem Habitus im Senon des Tauros und in der Arijalur group Südindiens deshalb wichtig, weil große *Perna*-Arten sonst in der Oberkreide kaum bekannt sind.

Vorkommen: mittlere Senonpläner beim Dorf Kuschdjular.

Cyprina.

Cyprina (*Veniella*) cf. *lineata* Shumard.

Taf. XVI, Fig. 5 a—d.

R. T. Hill: Geography and Geology of the Black and Grand prairies, Texas. U. S. Geolog. Survey 1890—1900. 21. Annual Report. Part. 7, Taf. 48, Fig. 1.[1])

Als Einlagerung liegt in dem höchsten Teil des Radiolitenkalkes am Gülgedik-Paß ein grünlicher (glaukonitischer) grob-

---

[1]) Der amerikanische Text enthält den Untergattungsnamen nicht als *Veniella*, sondern offenbar infolge eines Druckfehlers als „*Venilla.*“

sandiger Mergel, in dem außer der oben beschriebenen *Natica* nur einige dickschalige kleine Zweischaler vorkommen. Die Freilegung des Schlosses geschah mit vieler Mühe, doch war bei den drei vorliegenden Stücken durchweg der Hinterrand des Schlosses zerstört, an dem wahrscheinlich ein längerer Seitenzahn liegt. Sieht man von diesem Mangel ab, so stimmt sowohl die äußere Form der dicken Schale sowie vor allem das Schloß vollkommen mit *Veniella lineata* (l. c.) überein. Diese Art liegt mir in einigen aus Texas stammenden Exemplaren der kalkigen Corsicana beds von Navarro County vor, die authentisch sind. Sie wurden seinerzeit von Dumblé an Ferdinand Roemer gesandt. Ich glaube diese beiden in weiter Entfernung voneinander vorkommenden Schichten um so eher vergleichen zu können, als sowohl die glaukonitische Beschaffenheit der Corsicana beds und der Einlagerung am Gülgedik-Paß wie das obersenone Alter beider durchaus übereinstimmt.

Das schlecht erhaltene Schloß der im Tauros vorkommenden Muschel wird durch den direkten Vergleich mit den gut zu präparierenden Stücken von Texas verständlich. Man beobachtet rechts drei divergierende Schloßzähne, von denen der vordere am kräftigsten entwickelt ist, sowie zwei (an den Taurosexemplaren nicht erhaltene) hintere Seitenzähne. Links liegen drei Schloßzähne, von denen der mittlere am stärksten ist. Dem Hinterrande folgt ein senkrecht geriefter Seitenzahn.

Vorkommen: a) Glaukonitische Einlagerung am Gülgedik-Paß über der Großen Tschakit-Schlucht (1380 m Meereshöhe) in drei mit Vorbehalt bestimmbaren Stücken. b) Glaukonitische Corsicana beds des Obersenon („Navarro-Formation"). Navarro County, Texas, Museum Breslau. 8 Exemplare.

Cytherea.

Cytherea cf. *lassula* Stoliczka?

Taf. XVI, Fig. 3a, b.

Stoliczka: Cretaceous Rocks of Southern India Pelecypoda, t. 7, f. 10—17, p. 173.

Die Erwähnung des obigen indischen Artnamens soll nur besagen, daß die in den unteren Mergeln von Hatschkiri vorkommenden Steinkerne im Umriß und in der Wölbung durchaus mit den zitierten Abbildungen von Stoliczka übereinstimmen. Da das Schloß nicht erhalten ist, verbietet sich eine genaue Bestimmung von selbst. Wenn für solche wenig günstig erhaltenen Stücke der Versuch einer annähernden Bestimmung gemacht wird, so verfolge ich dabei lediglich den Zweck, auf den Artenreichtum des taurischen Senon hinzuweisen.

Vorkommen: Untere *Hemiaster*-Mergel des Senon, unterhalb Hatsch-kiri, Tschakit-Tal. 3 Exemplare.

Cytherea Rohlfsi Quaas?
Taf. XVI, Fig. 2 a—c.

Paläontogr. Bd. XXX, 2, p. 224, Taf. 24, Fig. 23—25, Taf. 25, Fig. 1—4.

Trotzdem Quaas von dieser Art aus den Schichten der libyschen Wüste Schalenexemplare und Steinkerne abbildet, ist eine Vergleichung doch nicht ohne weiteres möglich, da unsere Exemplare Skulptursteinkerne mit teilweise erhaltener Schale darstellen. Der Umriß der vorn kurz abgestutzten, mit gewölbten und mit stark eingerollten Wirbeln versehenen Schale ist bei den kilikischen Exemplaren denen der libyschen Wüste sehr ähnlich. Insbesondere fällt die Ähnlichkeit des Umrisses am Hinter- und Unterrande auf. Doch kann angesichts der mangelhaften Erhaltung, insbesondere des Fehlens des Schlosses, eine Bestimmung nur mit aller Vorsicht erfolgen.

Vorkommen: 3 zweifelhafte Exemplare aus dem senonen Plänerkalke von Kuschdjular und dem unteren Mergel von Hatschkiri. In der libyschen Wüste kommt die typische Art in der Dänischen Stufe und zwar in den tieferen Schichten mit *Exogyra Overwegi* und den höheren Blättertonen vor.

Cytherea aff. *sculpturata* Stoliczka.
Taf. XVI, Fig. 4.

Stoliczka: Pelecypoda 1, c, p. 173, t. 7, f. 7, 8.

Ein sehr wenig gut erhaltener Steinkern stimmt im Umriß — vor allem in der weiten Vorbiegung der Vorderseite — gut mit der zitierten Abbildung Stoliczkas überein; auch das geologische Alter (Arijalur group) stimmt überein.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner beim Dorfe Kuschdjular. 1 Exemplar.

Cardita.

Gruppe der *C. Beaumonti*.

Für Bestimmung der wichtigen *Cardita*-Arten der obersten Kreide ist vor allem auf folgende, das Verhältnis von Schalenexemplar und Steinkern betreffende Beobachtungen hinzuweisen: Die von Quaas 1902 als *Cardita libyca* bestimmten und aus den Overwegi-Schichten abgebildeten Formen (Palaeont., Bd. XXX, 2,

Taf. 23, Fig. 13—21) besitzen eine deutliche Streifung des ganzen Steinkerns und sind somit von *Cardita libyca* Zitt. (ebendaselbst Taf. 32, Fig. 3—6) mit wesentlich glattem Steinkern verschieden. Taf. 23, Fig. 13—21 stammt von den Ammonitenbergen und dem Gebel Tarruân, Taf. 32, Fig. 3—6 dagegen aus der Wüste zwischen Farâfrah, Dachel und Tenidan. Ohne auf die Untersuchungen über libysche Formen weiter eingehen zu wollen, möchte ich nur hervorheben, daß unsere taurischen Formen sämtlich zu den Arten mit deutlich und vollständig gefaltetem Steinkern gehören, und sich somit der *Cardita libyca* von den Ammonitenbergen näher anschließen (Taf. XVII, Fig. 5) als der später abgebildeten Form von Dachel.

Eine *Cardita* von Kef Matrak an der Straße von M'silah in Algier, stimmt mit der *Cardita libyca* der Ammonitenberge, der dieser Name wohl verbleiben muß, vollkommen überein und kann direkt als Ausgangspunkt der drei taurischen Formen betrachtet werden. Ich bezeichne die erste vorläufig noch als Typus (Fig. 5), die zweite als Varietät der *Cardita Beaumonti* bezw. der echten *Cardita libyca*, die dritte dagegen als selbständige Art.

Cardita Beaumonti d'Arch. Typus und var. nov. *cilicica*.

Taf. XVII, Fig. 6 a—c.

Vergl. besonders für die typische, früher als *C. libyca* bezeichnete Form: Quaas: Paläontogr., Bd. XXX, 2, Taf. 23, Fig. 13—21. — L. Krumbeck: Paläontogr., Bd. LIII, Taf. 8, Fig. 6 a, 6 b (hier auch weitere Literatur) und Douvillé, bei de Morgan, Mission en Perse. Taf. 50, Fig 11—15.

Während die Berippung[1]) (einschließlich der Zahl der Rippen = 20) mit der typischen Form übereinstimmt, ist der Umriß besonders durch das spitze Vorragen der Unterseite verschieden. Allerdings würden die von Quaas und Douvillé abgebildeten Schalenexemplare keinen bestimmten Vergleich mit meinem Steinkern erlauben; aber L. Krumbeck bildet (l. c.) aus Tripolitanien auch Steinkerne ab, welche denselben mehr gerundeten Umriß bei der typischen Form (Fig. 6 b) und der nordafrikanischen var. *libyca* Zitt. (Fig. 6 a) erkennen lassen. Eine durch das Vorragen der Hinterseite verlängerte Schalenform ist dagegen bei keinem Exemplar dieser von Tripolitanien bis Luristan verbreiteten Form wahrnehmbar. Von der durch verlängerte Form

[1]) Allerdings sehen die Steinkerne aus dem Blätterton der libyschen Wüste ganz abweichend aus (Paläontogr., Bd. XXX, 2, Taf. 32, Fig. 3, 4). Es sei daher daran erinnert, daß unsere taurischen Stücke sämtlich Mitteldinge von Steinkern und Schalenexemplaren (Skulptursteinkerne) sind.

ähnlichen *Cardita Jaquinoti* Stol. (Pelecypoda, Taf. 10, Fig. 15—21) unterscheidet sich unser Exemplar durch die Zuspitzung der Hinterseite.

Vorkommen: 3 Exemplare. Ein typisches, gut erhaltenes stammt von dem Nordabhang des Kesek, ca. 900 m hoch, zwei durch feinere Berippung ausgezeichnete Steinkerne aus dem mittleren Senon-Pläner vom Dorf Kuschdjular.

Cardita Mavrogordati[1]) n. sp.

Taf. XVII, Fig. 4 a—c.

Während *Cardita cilicica* bezw. *Cardita Beaumonti* var. *cilicica* durch enger gestellte und zahlreichere Rippen von *Cardita Beaumonti* var. *libyca* verschieden ist, kennzeichnet sich die zweite neue Form durch verhältnismäßig größere Entfernung der Rippen voneinander. Die allein vorliegenden Skulptur-Steinkerne zeigen infolgedessen eine gewisse Habitusähnlichkeit mit *Pseudomonotis*. Zwischen den breiten Hauptrippen finden sich auch noch Andeutungen von Rippen zweiter Ordnung. Der allgemeine Umriß der Muschel ist gerundet, und erinnert somit an die *Cardita Beaumonti* var. *libyca* (Pal. XXX, 2, Taf. 23, Fig. 16—21), jedoch ist der Vorderteil der Schale bei *C. Mavrogordati* vorgewölbt. Somit unterscheidet sich die neue Art sowohl durch die Merkmale der Schalenform wie durch die Skulptur von der weitverbreiteten *C. Beaumonti* var. *libyca*.

Vorkommen: Mittlerer-Senon-Pläner. Eminli (3 Exemplare), Dorf Kuschdjular (2 Exemplare); eines davon sitzt auf *Natica* cf. *Stoddardi*. Oberhalb von Hatschkiri (1 Exemplar).

Anatina.

Anatina aff. *Royana* d'Orb. sp.

Taf. XVII, Fig. 2 a, b.

Zittel: *Anatina Royana* d'Orb.? Bivalven der Gosaugebilde. T. 1, f. 7, p. 9. (Hier auch die ältere Literatur.)

Für die Bestimmung der beiden im Tauros gesammelten Steinkerne gilt dieselbe Einschränkung, die schon bei *Panopaea rustica* gemacht worden ist. Die Übereinstimmung der in den Alpen mit vollkommener Schale, in Cilicien nur als Steinkern erhaltenen Zweischaler kann nur mit allem Vorbehalt angenommen werden. Mit dieser Einschränkung ist jedoch die Ähnlichkeit des Umrisses und der besonders auf dem Vorderteil der Schale kräftig ausgeprägten Skulptur bemerkenswert. Abgesehen hiervon sind die beiden in Kilikien gesammelten Exemplare wesentlich größer und, wie es scheint, etwas stärker gewölbt.

---

[1]) Benannt zu Ehren des Herrn Oberingenieurs Mavrogordato.

Auf dem abgebildeten Steinkern ist der Eindruck der sehr tiefen Mantelbucht deutlich erkennbar.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner. Felder von Eminli bei dem Dorf Kuschdjular.

Bemerkenswert ist die Verschiedenheit der indischen, auf den ersten Tafeln des STOLICZKAschen Werkes abgebildeten Formen von den im Tauros vorkommenden Zweischalern.

Panopaea.

Panopaea rustica ZITTEL.

Taf. XVII, Fig. 1.

ZITTEL: Bivalven der Gosaugebilde. T. 1, f. 4, p. 6.

Zwei, die ZITTELschen Originale an Größe fast um das Doppelte übertreffende Exemplare lassen sich mit einigem Vorbehalt auf die ZITTELschen Abbildungen beziehen. Die kürzer abgestuzte Vorderseite, die kräftigen Anwachsstreifen und der allgemeine Umriß ist übereinstimmend. Besonders bezeichnend ist die kantige, rechtwinklige Umbiegung der Anwachsrunzeln auf der Hinterseite, die an einem Exemplar deutlich sichtbar ist.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner beim Dorf Kuschdjular.

Panopaea frequens ZITTEL (?)

Taf. XVII, Fig. 3a, b.

ZITTEL: Bivalven der Gosaugebilde. T. 1, f. 5, p. 7.

„Bald von eiförmiger Gestalt, bald in die Länge gezogen, bald zusammengedrückt und alsdann viel höher als breit; sie kommt eben so häufig mit getrennten Schalen als geschlossen vor. Gut erhaltene zweischalige Exemplare sind eiförmig, stark angeschwollen, ungleichseitig, vorne kurz, hinten etwas verlängert, klaffend, mit gebogenem Unterrande; die Oberfläche ist schwach konzentrisch gestreift".

Von den drei vorliegenden Exemplaren, die an Größe ungefähr den ZITTELschen gleichkommen, ähnelt das abgebildete Stück besonders der Figur 5f bei ZITTEL a. a. O. Die wenig ausgeprägte Anwachsstreifung ist auch auf dem Steinkerne aus dem Tauros sichtbar.

Soweit die ganz verschiedene Erhaltung der Schalenexemplare aus der Gosau und der Steinkerne aus dem Tauros eine Vergleichung gestattet, kann die Identität der vorderasiatischen und alpinen Stücke als sicher angenommen werden.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner. 3 Exemplare beim Dorf Kuschdjular.

Clypeaster.

Die beiden neuen Arten aus der Oberkreide, von denen die eine sich eng an den eocänen *Cl. Breunigi* anschließt, bilden eine bemerkenswerte Ergänzung des geologischen Auftretens der bekannten Echinidengattung, deren wichtigste Vertreter dem Jungtertiär und der Gegenwart angehören.

Sowohl die äußeren Merkmale wie das Vorhandensein eines wohl entwickelten Gebisses lassen an der Gattungsbestimmung keinen Zweifel und beweisen das höhere Alter der bisher als ausschließlich tertiär angesehenen Gattung. Über die Gruppierung der jungtertiären Arten hat J. LAMBERT sich eingehend verbreitet[1]). Er unterscheidet provisorisch zwei Hauptgruppen:

a) mit konkaver,
b) mit ebener Unterseite.

Unsere beiden neuen kretazischen Arten gehören bereits zu diesen beiden Gruppen, so daß also auch diese Trennung — vorausgesetzt, daß sie stammesgeschichtliche Bedeutung hat — schon bis in die Kreide zurückgeht. Doch beweist der ganze Fund eigentlich nur, wie lückenhaft unsere paläontologischen — im wesentlichen auf Europa und Nordamerika sowie einige zerstreute Gebiete anderer Erdteile begründeten — Kenntnisse noch sind.

Clypeaster cretacicus n. sp.

Taf. XIX, Fig. 1 u. 2. T. XX, Fig. 1.

Die Art steht der einzigen sicheren Eocänart, *Cl. Breunigi* LAUBE[2]), sehr nahe, besitzt wie diese einen dünnen Rand, fünfseitige Form, Ambulacra von etwa gleichmäßiger Länge, deutlich vertiefte Unterseite und einen kleinen fünfseitigen Mund. Das Scheitelschild liegt zentral. Das Gebiß ist wohl entwickelt, das Gehäuse gerundet fünfseitig.

Ein deutlich wahrnehmbarer Unterschied von *Cl. Breunigi* besteht darin, daß die Ambulacra der neuen Art geschlossen, die von *Cl. Breunigi* deutlich offen sind.

Von *Cl. hetiticus* unterscheidet sich die in Rede stehende Art

a) durch konkave Unterseite,
b) durch geringere Länge der Ambulacra,
c) durch geringere Größe und weniger dickschalige Entwickelung der Schale.

[1]) Abhandl. Schweizer Paläont. Ges., Bd. 38 (1912), p. 86—91.
[2]) P. DE LORIOL: Paläontogr. XXX, 2, p. 12, t. 1, f. 18—19.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner, zusammen mit *Pygurus cilicicus*, *Cl. hetiticus* beim Dorfe Kuschdjular (3 Exemplare), Westabhang des Kesek 900 m (ein nicht ganz sicher bestimmbares Exemplar), Gözna, (am Übergang von Tarsus nach Eregli; 2 Exemplare im Berliner Museum).

Clypeaster hetiticus n. sp.

Taf. XIX, Fig. 3a, b. Taf. XX, Fig. 2.

Von *Cl. cretacicus* unterscheidet sich die zweite noch häufiger vorkommende Art durch größere Länge der blumenblattförmigen Ambulacra, sowie durch ebene Unterseite, in deren Mitte der Mund verhältnismäßig wenig vertieft ist.

Das Gehäuse ist fünfseitig, der unpaare Radius springt deutlich vor.

Die Oberseite erinnert an den tertiären *Cl. Partschi* oder an den im Amanos vorkommenden *Cl. olisiponensis*. Jedoch ist bei diesen Arten die Unterseite vertieft und der Mund durch bedeutendere Größe ausgezeichnet. Doch ist bei dieser — bedeutendere Größe erreichenden Art — die allgemeine Übereinstimmung des Habitus mit mitteltertiären Arten geradezu auffällig. Auch das Gebiß ist gut erhalten (Gözna). Das Periprokt ist klein und gerundet.

Vorkommen: Mittel-Senon-Pläner. Eminli, häufig (6 gut erhaltene Exemplare); Kuschdjular etwas seltener (3 Exemplare), oberhalb Hatschkiri im selben Horizont (1 Exemplar), und Gözna (2 Exemplare).

Micraster.

Micraster cor testudinarium Goldf.?

Von der für die Altersbestimmung wichtigen Gattung *Micraster* liegen aus den oberen Plänerkalken der unteren Tschakit-Schlucht nur wenige und schlecht erhaltene Exemplare vor. Trotzdem ist die Bestimmung dieser Reste wichtig, da die am häufigsten in den gleichen Schichten vorkommende Gattung *Clypeaster* viel mehr auf Eocän als auf Kreide hinweist. Besonders ist ein im mergeligen Kalk von mir am Kesek gesammeltes Stück wichtig, das die aus Stachelwarzen und feinen Körnchen bestehende Oberflächenskulptur von *Micraster* sowie die Umrißformen und die fünf ziemlich tief eingesenkten Ambulacralfurchen von *M. cor testudinarium* ziemlich deutlich erkennen läßt. Auch der Charakter der Ambulacra selbst stimmt mit einem französischen von Cotteau bestimmten Exemplar überein. Allerdings läßt sich die Bestimmung des Exemplars, das auch in den Größenverhältnissen



Erklärung zu Tafel XI.

Untersilur, Gastropoden der Kreide, Nachträge zum Carbon.

Fig. 1. *Pleurotomaria (Leptomaria)* cf. *indica* FORBES. Senonpläner. Zwischen Kuschdjular und Eminli. 1:1. S. 274.

Fig. 2. *Natica (Ampullina)* sp. Roter Kalk. Tauros. (Große Schlucht). 1:1. S. 273.

Fig. 2a. Desgl. Kopie nach DOUVILLÉ . . . . S. 273.

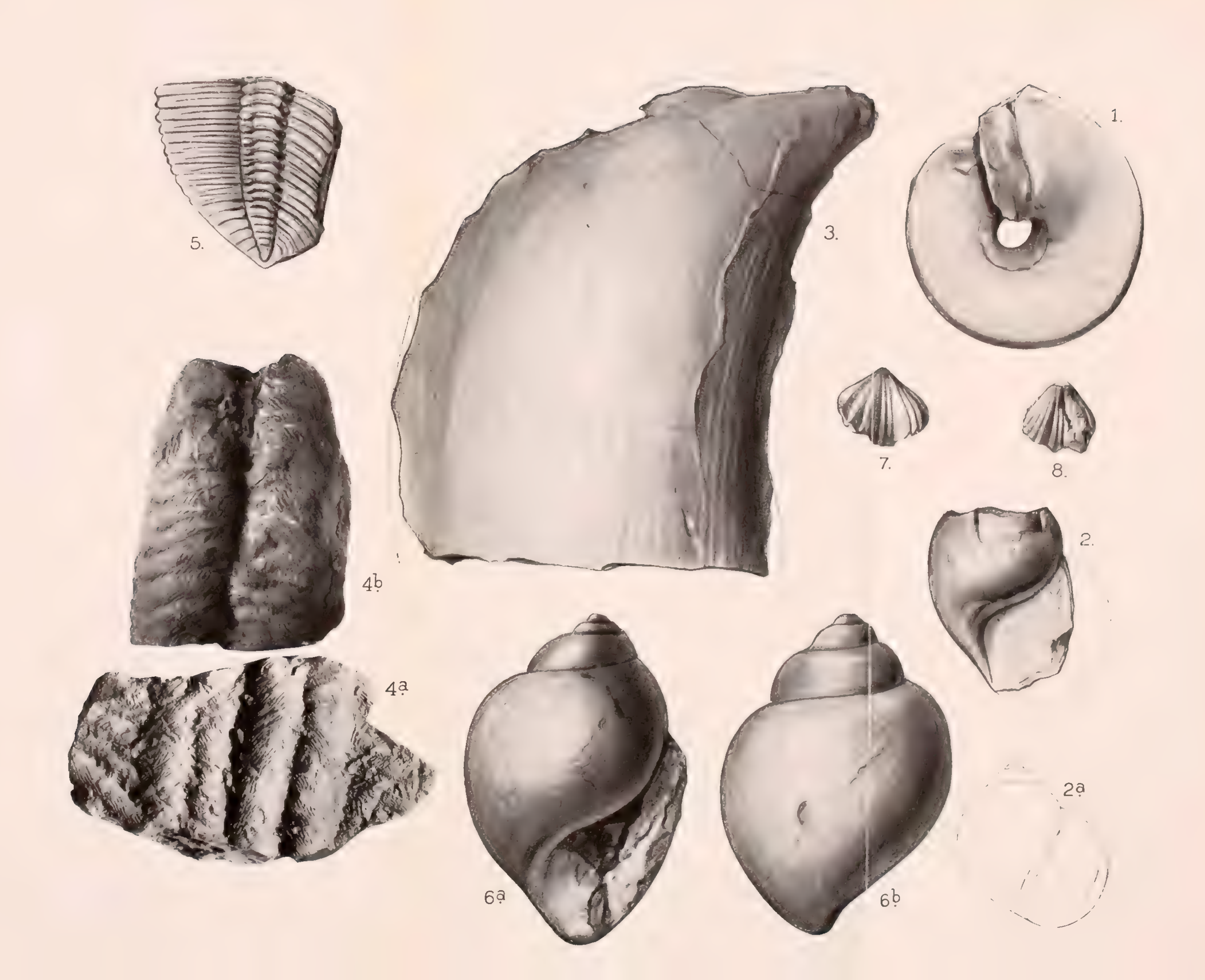
Fig. 3. *Perna* cf. *valida* STOL. Mittelsenon-Pläner. Kuschdjular. 1:1 . . . . S. 281.

Fig. 4a, b. Kriechspur eines Trilobiten (*Fraena = Bilobites*). Untersilur. Quarzitschiefer km 499, 257. Bagtsché, Vilajet Adana an der Bagdadbahn. a 1:3, b ½ nat. Gr. S. 206.

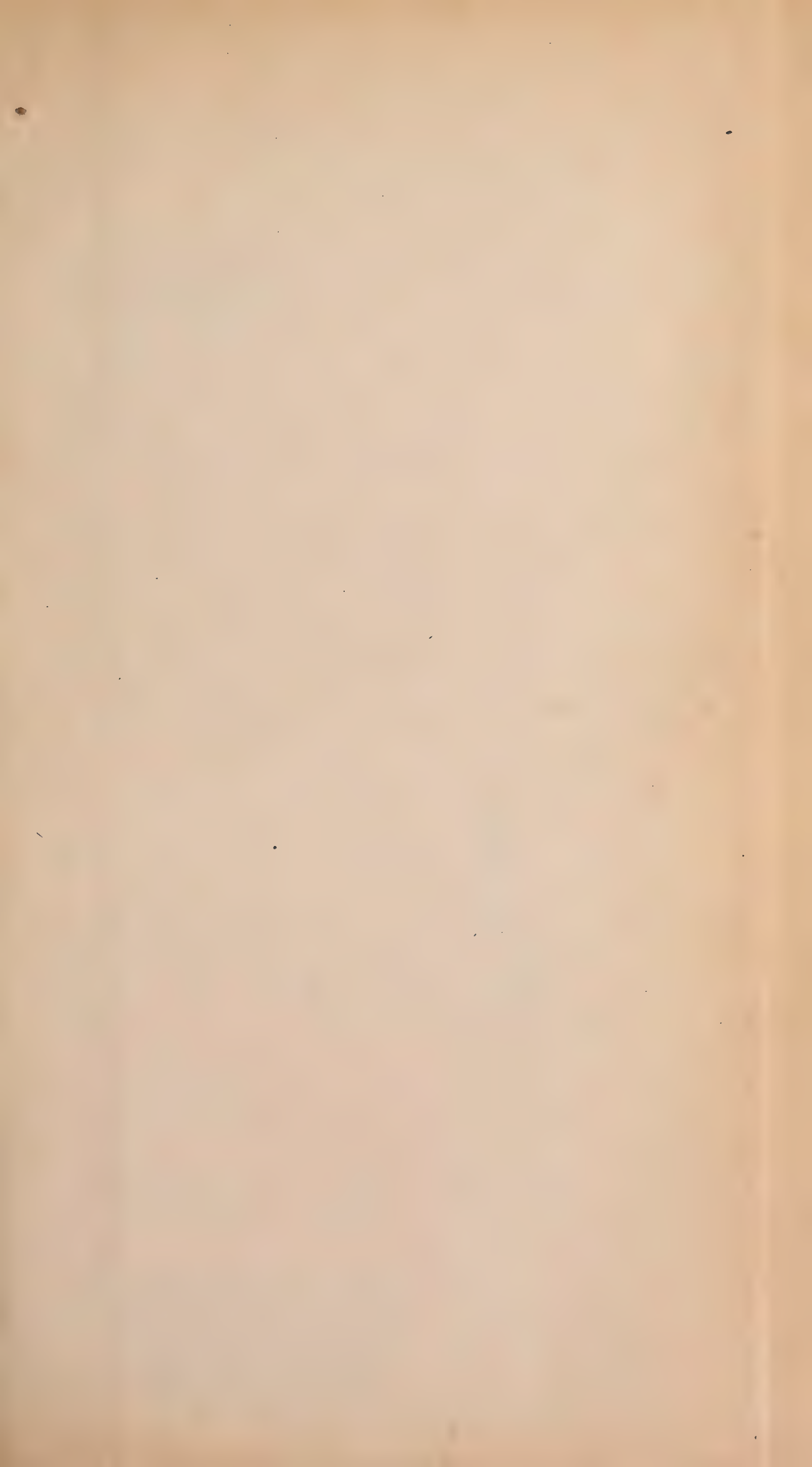
Fig. 5. *Acaste* sp. Untersilur-Schiefer. Km 497, 680 der Bagdadbahn. Airan bei Bagtsché (am Eingang des großen Tunnels). 2:1 . . . . S. 207.

Fig. 6a, b. *Natica (Euspira)* cf. *Stoddardi* HISLOP. Mittelsenon-Pläner. Dorf Kuschdjular Süd-Tauros. 1:1 S. 273. Vergl. Taf. XVII, Figur 4.

Fig. 7 u. 8. *Rhynchonella pleurodon* PHILL. var. *Davreuxiana* DE [KON.] Untercarbon, 7 von Altwasser; 8 desgl. var., zwischen Hatschkiri und Yerköprü . . . . . S. 244.


1.
2.
2a
3.
4a
4b
5.
6a
6b
7.
8.





Erklärung zu Tafel XII.

Zweischaler aus dem Emscher-Mergel des Kurdengebirges (mit Vergleichsstücken).

Fig. 1a, b, c. *Gryphaea vesicularis* LAMARCK var. *aucella* F. ROEMER. Emscher-Kreide. Stones ferry bei Austin. a Konvexe Klappe von oben, b von unten, c Konkave Klappe von innen . . . . S. 269.

Fig. 2a, b, c. *Gryphaea vesicularis* var. *aucella* F. ROEMER. Emscher-Mergel. a Kurdengebirge, Konvexe Klappe von oben, b desgl. Konvexe Klappe von unten, c Radju, Konkave Klappe von innen . . . . S. 269.

Fig. 3a, b, c. *Ostrea carinata* LAMARCK var. nov. *erecta* FRECH. Emscher-Mergel a, b von Missaka-Radju, Kurdengebirge. Vilajet Aleppo. c von Austin, Texas. S. 269.

Fig. 4. *Ostrea carinata* LAMARCK. Cenoman aus Le Hâvre, Nordfrankreich. Breslauer Museum . . . . S. 269.

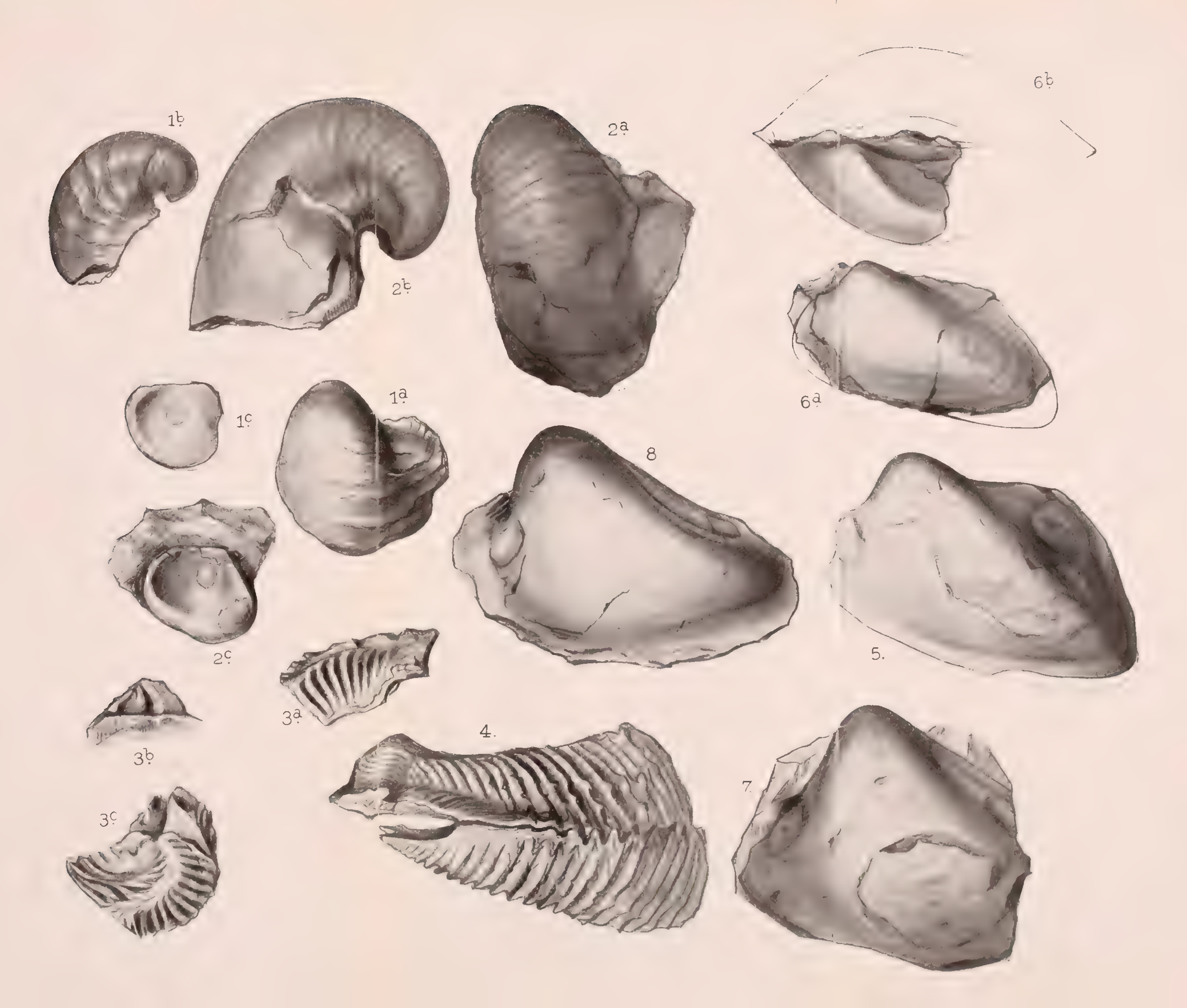
Fig. 5. *Cucullaea olisiponensis* SHARPE. Ob. Kreide. Alcantara bei Lissabon . . . . S. 272.

Fig. 6a, b. *Cucullaea* cf. *olisiponensis* SHARPE. Emscher-Mergel. Radju, Kurdengebirge . . . . S. 272.

Fig. 7. *Cucullaea* n. sp. aff. *ligeriensis* D'ORB. (= cf. *terminalis* CONRAD). Emscher, II. Mergelzone zwischen Radju bei Missaka, Kurdengebirge . . . . S. 272.

Fig. 8. *Cucullaea* nov. sp. aff. *ligeriensis* D'ORB. Ob. Kreide (Emscher). Burnet, Texas . . . . S. 272.

Alle Stücke sind in natürlicher Größe gezeichnet.


1b
2b
2a
6b
6a
1c
1a
8
2c
5.
3a
3b
4.
7.
3c





Erklärung zu Tafel XIII.

Austern des Taurischen Senons.

Fig. 1a—e. *Ostrea Deshayesi* Coq. var. *Osiroides* Frech. Mittelsenoner Pläner. Eminli bei Kuschdjular. a—c ein ausgewachsenes Exemplar. Konvexe Klappe von drei Seiten. d Deckelklappe von innen. e Junges Exemplar (Konvexe Klappe von innen). 1 : 1 . . . . . S. 275.

Fig. 2a, b. *Ostrea Forgemolli* Coq. var. Obersenoner Kieselkalk der Station Kuschdjular. 1 : 1 . . . . S. 294.


1.a
1.c
2.b
1.d
1.e
2.a
1.b





Erklärung zu Tafel XIV.

Pectiniden des Taurischen Senons.

Fig. 1a—d. *Janira duplicicosta* F. ROEM. Emscher. a—c Radju, Kurdengebirge. 1:1. d Ansicht von der Seite der konkaven Klappe. Austin, Texas. 2:1 . . S. 270.

Fig. 2a, b. *Janira quadricostata* var. nov. *Feili* FRECH.[1]) Mittl. Senon-Pläner. Südl. kilikischer Tauros. Eminli. 1:1. S. 280.

Fig. 3a, b. *Janira quadricostata* GOLDF. (Typus.) a Schloßlinie der konkaven Klappe mit den Zähnchen. Maastricht. 3:2. b Innenabdruck der konkaven Klappe. Untersenon. Zone des *Pecten muricatus*. Klein-Reken bei Haltern, Westfalen. 1:1 . . . . S. 279.

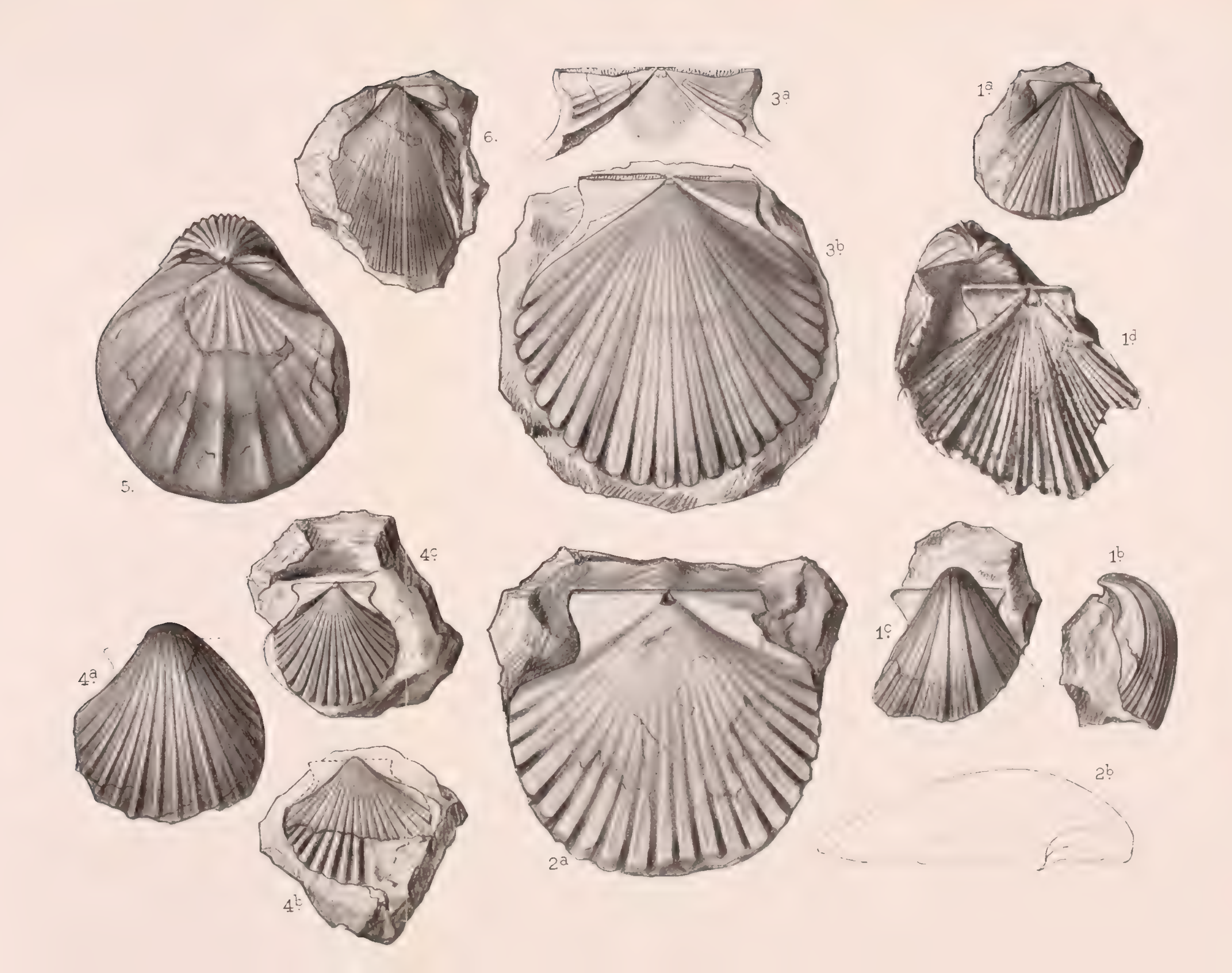
Fig. 4a—c. *Janira quadricostata* SOW. sp. (Typus.) Mittl. Senon-Pläner. a, b Dorf Kuschdjular, c Felder von Eminli bei dem Dorf Kuschdjular. 1:1 . . . . . . S. 279.

Fig. 5. *Janira Blanckenhorni* BROILI. Oberkreide. Achyr dagh, Luristan. Orig. zu BROILI. . . . . S. 280.

Fig. 6. *Pecten Royanus* (D'ORB.) ZITT. (?) Westabhang des Kesek etwa 900 m. Große Tschakitschlucht, Tauros. 1:1. S. 276.

---

[1]) Benannt zu Ehren des Herrn Sektions-Ingenieurs, Regierungsbaumeisters FEIL, der die schönen Fundorte von Eminli und Kuschdjular entdeckt und mir gezeigt hat.



3a
1a
6.
3b
1d
5.
4c
1b
1c
4a
2b
2a
4b

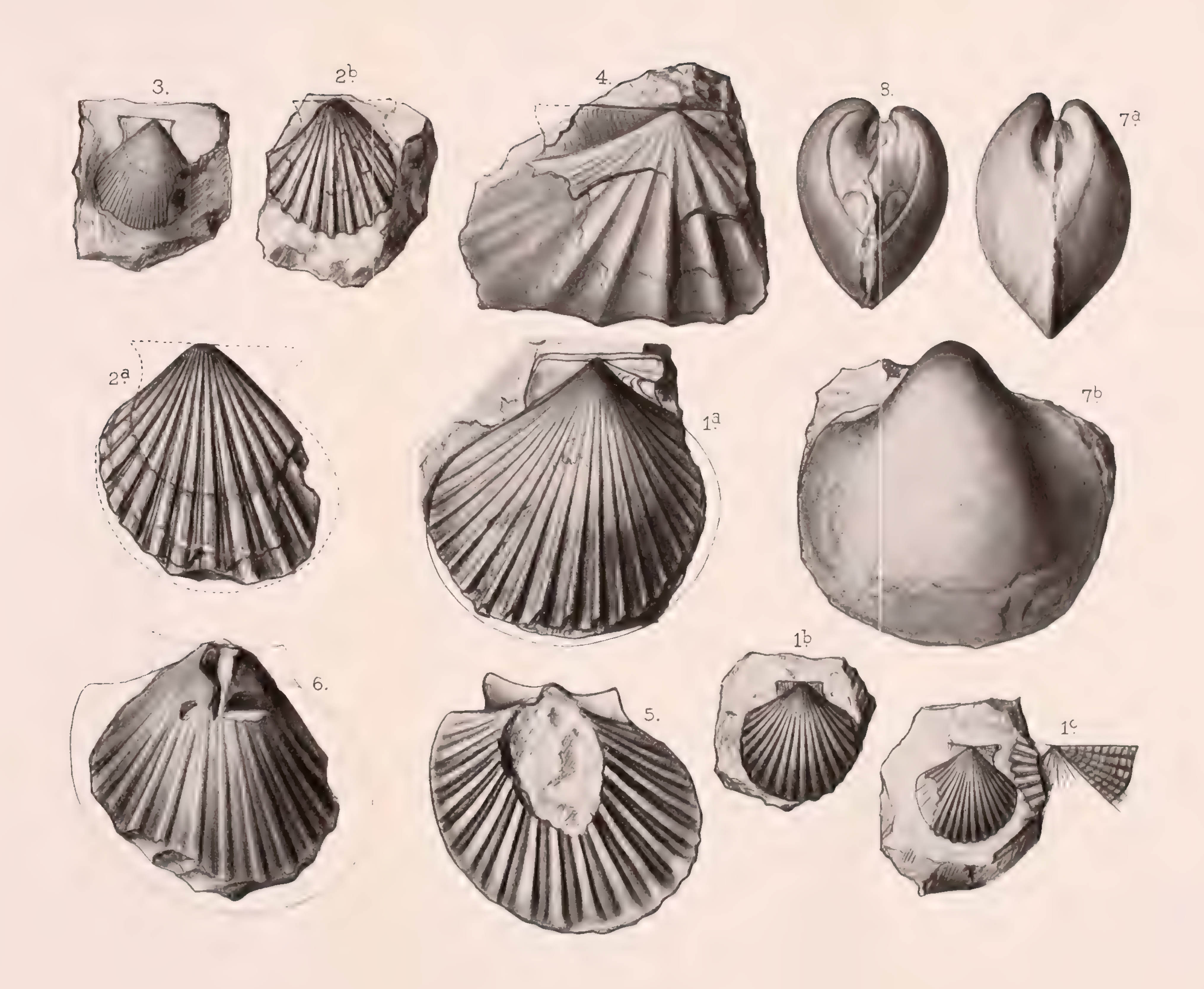




Erklärung zu Tafel XV.

Fig. 1a—c.	*Pecten muricatus* GOLDF. var. a (Steinkern). Mittelsenon. Gözna, Kilikischer Tauros. 1 : 1. b Schalenexemplar. Mittelsenon-Plänerkalk. Oberhalb Hatschkiri. 1 : 1. c Schalenexemplar. Untersenon. Hemiaster-Mergel. Unterhalb Hatschkiri. 1 : 1. . . S. 278.
Fig. 2a, b.	*Pecten (Äquipecten) asperulinus* STOL. (Steinkern.) Mittelsenon. b) Das Ohr vergrößert. 3 : 1 Dorf Kuschdjular, Südtauros. 1 : 1 . . . . S. 277.
Fig. 3.	*Pecten (Chlamys) serratus* NILSS. var. nov. *kuschdjulariensis* Senon-Pläner. 1 : 1 . . . . S. 278.
Fig. 4.	*Pecten (Äquipecten) tschakitensis* FRECH. Mittelsenon-Pläner. Westabhang des Kesekberges 900 m, Tauros 1 : 1 . . . . S. 277.
Fig. 5.	*Pecten Livoniani* BLANCKENHORN. Eocän. Original BROILI's. . . . . S. 295
Fig. 6.	*Pecten Livoniani* BLANCKENHORN. Verkieseltes Geröll (aus ? Eocän). Katma, a. d. Bagdadbahn. Vilajet Aleppo 1 : 1 . . . . S. 295.
Fig. 7a, b.	*Protocardia* cf. *hillana* SOW[1]). Senon-Pläner. Dorf Kuschdjular. 1 : 1 . . . . S. 306.
Fig. 8.	*Protocardia* sp. ind. Hemiaster-Mergel. Große Tschakit. Schlucht, Tauros. 1 : 1 . . . . S. 306.

[1]) *Protocardia* aff. *hillana* Sow. Das im Senonpläner verhältnismäßig häufige Vorkommen einer nicht näher bestimmbaren *Protocardia* aus der Verwandtschaft von *Pr. hillana* Sow. erinnert an ähnliche Vorkommen von Portugal (Hippuritenkalk von Alcantara bei Lissabon) und von Kieslingswalde. Doch sind alle diese Vorkommen wegen ungenügender Erhaltung nicht genau bestimmbar. Vor allem gilt dies für den Steinkern aus dem untersenonen Hemiaster-Mergel. (Fig. 8.)


3.
2b.
4.
8.
7a.
2a.
1a.
7b.
6.
5.
1b.
1c.





Erklärung zu Tafel XVI.

Zweischaler des taurischen Senons und Vergleichsstücke.

Fig. 1. *Lucina* cf. *luristana* DOUVILLÉ[1]). (Steinkern.) Mittl. Senon. Eminli. 1 : 1

Fig. 2a—c. *Cytherea* cf. *Rohlfsi* QUAAS? a, b Mittelsenon-Pläner. a, b Dorf Kuschdjular, Südtauros. c Unt. Senon-Mergel. Hatschkiri am Tschakit. 1 : 1 . . S. 283.

Fig. 3a, b. *Cytherea* cf. *lassula* STOL? Mergel des Untersenons. Unterhalb Hatschkiri. 1 : 1 . . . . S. 282.

Fig. 4. *Cytherea* aff. *sculpturata* STOL. Mittelsenon-Pläner. Dorf Kuschdjular. 1 : 1 . . . . S. 283.

Fig. 5a—d. *Cyprina* (*Veniella*) *lineata* SHUMARD. Obersenon. a, b Corsicana, Navarro County, Texas. c, d Gülgedik-Paß (1380 m Meereshöhe), Tauros. 2 : 1 . . . . S. 281.

Fig. 6a—d. *Trigonia Ferdinandi* FRECH = *Tr. crenulata* F. ROEM. a Einfacher Steinkern. b Skulptursteinkern. c Schalenexemplar. a—c Emscher-Kreide. Austin, Texas. d Skulptursteinkern. Emscher-Mergel. Radju, Kurdengebirge. 1 : 1 . . . . S. 271.

Fig. 7. *Trigonia crenulata* LAM. s. str. (Schloß.) Cenoman. Le Mans. 1 : 1 . . . . S. 271.

---

[1]) *Lucina* cf. *luristana* DOUVILLÉ. Mission en Perse t 50, f. 8, p. 354. Wie andere Formen unterscheidet sich auch dieses taurische Stück durch bedeutendere Größe von den in Südwest-Persien gesammelten Exemplaren. Ferner erschwert die Verschiedenheit der Erhaltung einen genauen Vergleich. Die persischen Exemplare besitzen eine Schale, das eine von Eminli stammende Stück ist ein Steinkern, an dem die kräftige konzentrische Skulptur noch am Rande sichtbar ist. Doch machen alle wahrnehmbaren Merkmale eine Identifikation wahrscheinlich. Das persische Stück stammt vom Kuh Napöl.


4
1.
2c
2a
2b
5c
5a
6c
3b
6d
6a
5d
5b





Erklärung zu Tafel XVII.

Fig. 1 — *Panopaea rustica* ZITT. (Ergänz. z. d. ZITT.-Original aus d. Gosaukreide.) Kuschdjular. 1 : 1 . . S. 286.

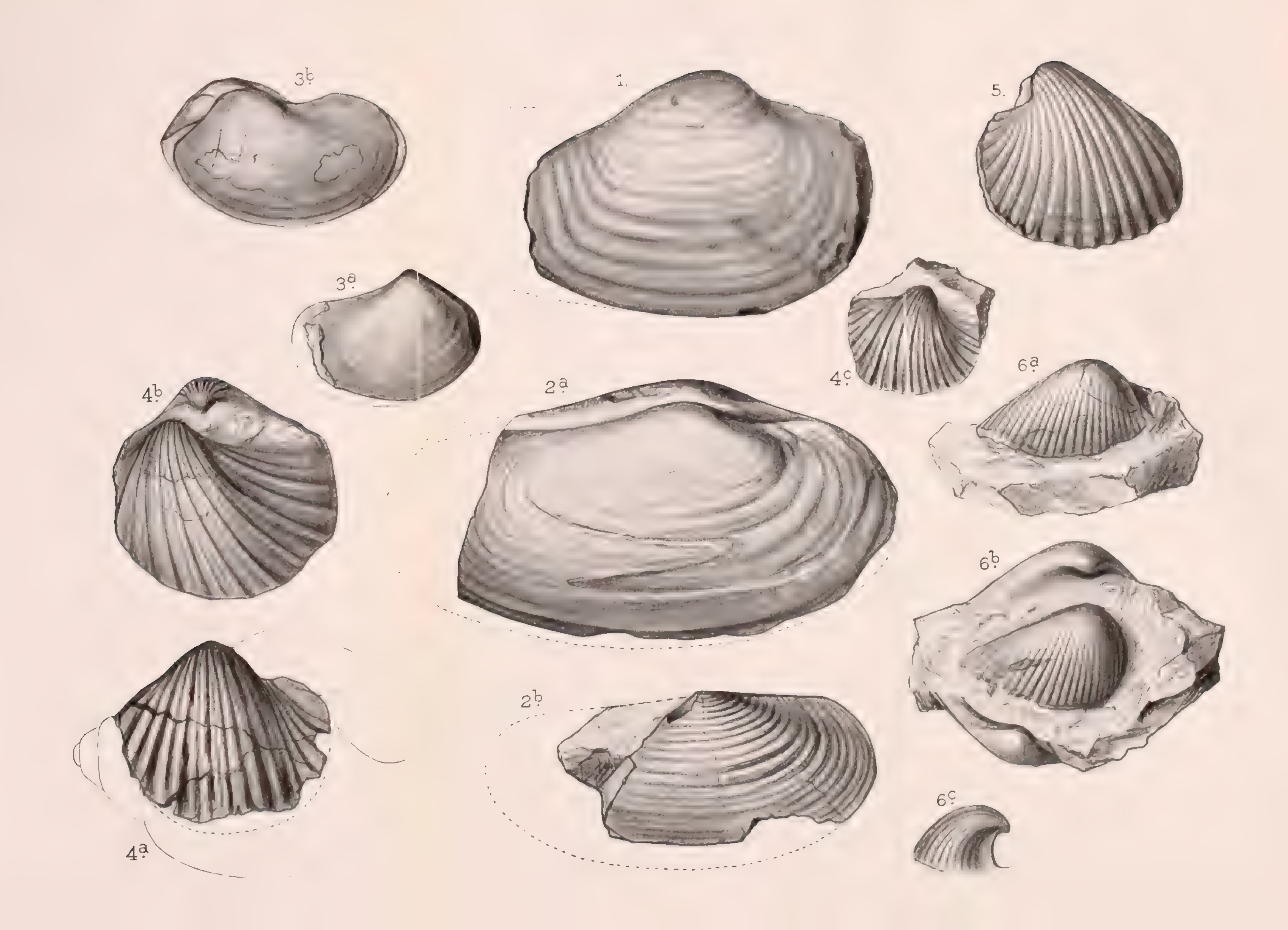
Fig. 2a, b. — *Anatina* aff. *Royana* D'ORB. a Senon-Pläner. Felder von Eminli b. Dorf Kuschdjular. 1 : 1. b Ob. Kreide. Gosau, Nussenreebach b. Ischel, Ob.-Österr. 1 : 1. S. 285.

Fig. 3a, b. — *Panopaea frequens* ZITT. (?) a Senon-Pläner. Dorf Kuschdjular (Südtauros). 1 : 1. b Gosaukreide. Gosau. 1 : 1 . . . . S. 286.

Fig. 4a—c. — *Cardita Mavrogordati* n. sp. FRECH. (a auf *Euspira* cf. *Stoddardi* HISLOP Taf. XI, Fig. 6.) Mittelsenon-Pläner. Kuschdjular. 1 : 1. c Oberhalb Hatschkiri. 3 : 2 S. 285.

Fig. 5. — *Cardita Beaumonti* D'ARCH. Mittelsenon. Nordabhang des Kesek etwa 900 m. 1 : 1 . . . . . . S. 284, 284.

Fig. 6a—c. — *Cardita Beaumonti* D'ARCH. var. nov. *cilicica* (Steinkern). Senon-Pläner. Dorf Kuschdjular. 1 : 1. S. 284, 385.


3b
1.
5.
3a
4c
6a
4b
2a
6b
2b
6c
4a





Erklärung zu Tafel XVIII.

Fig. 1a, b. *Pygurus* (*Pygurostoma?*) *cilicicus* FRECH. Mittelsenon-Pläner. Fahrstraße oberhalb km 304 der Bahn, etwa 900 m hoch. Zwischen Kuschdjular und Hatschkiri oberhalb des Tschakit-Tales; a, b von oben und von der Seite . . . . S. 289, 291.

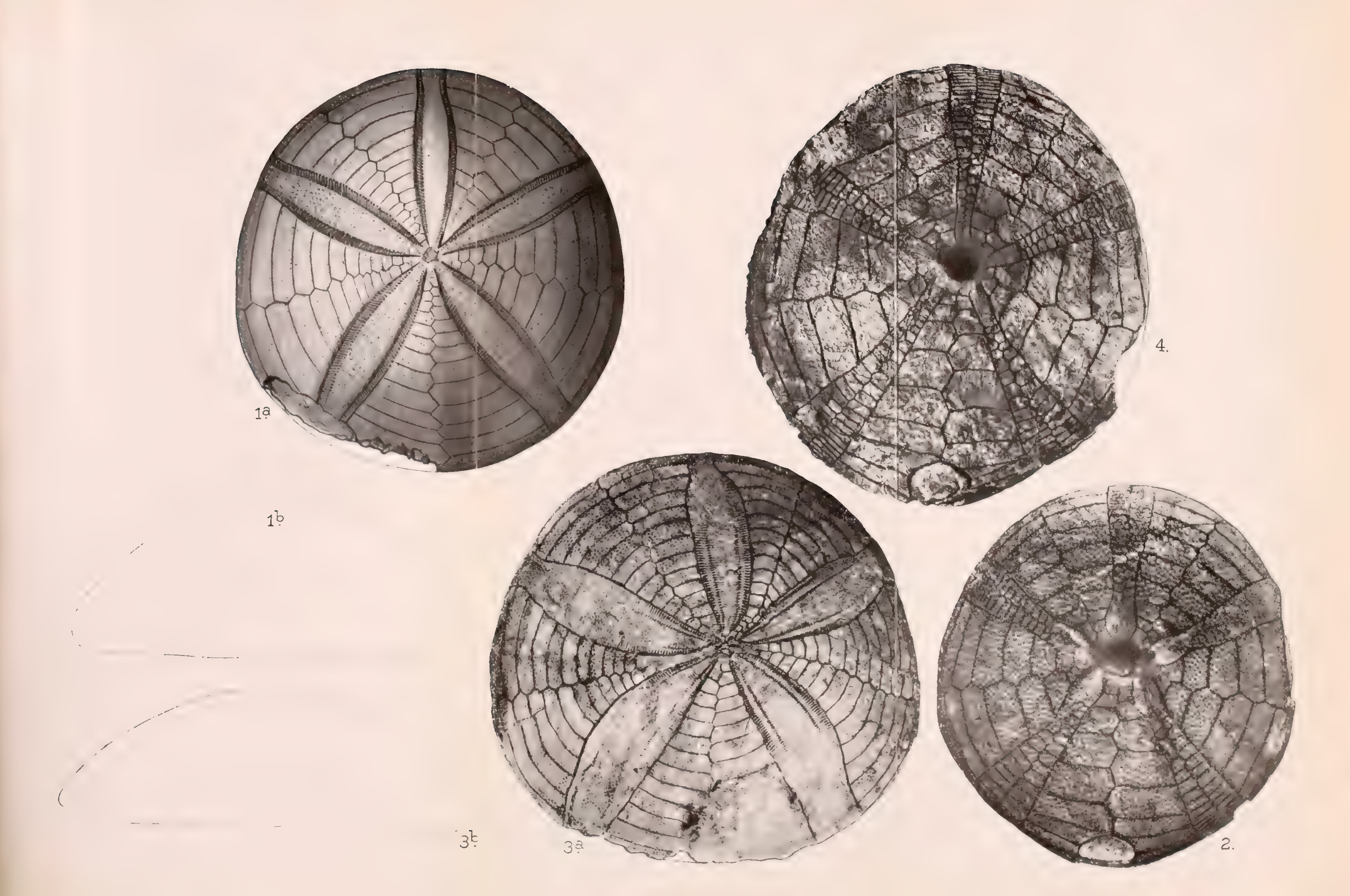
Fig. 2. Desgleichen. (Unterseite.) . . . . S. 289, 291.

Fig. 3a, b. Desgleichen . . . . S. 289.

Fig. 4. Desgleichen. Gözna, Kilikischer Tauros . . S. 289.

Figur 1, 2 stellt die höher gewölbte, 3, 4 die flachere, etwas größere Form dar. Beide beruhen wahrscheinlich auf Geschlechtsunterschieden.

Alle Stücke sind in natürlicher Größe abgebildet.


1a
1b
4.
3b
3a
2.





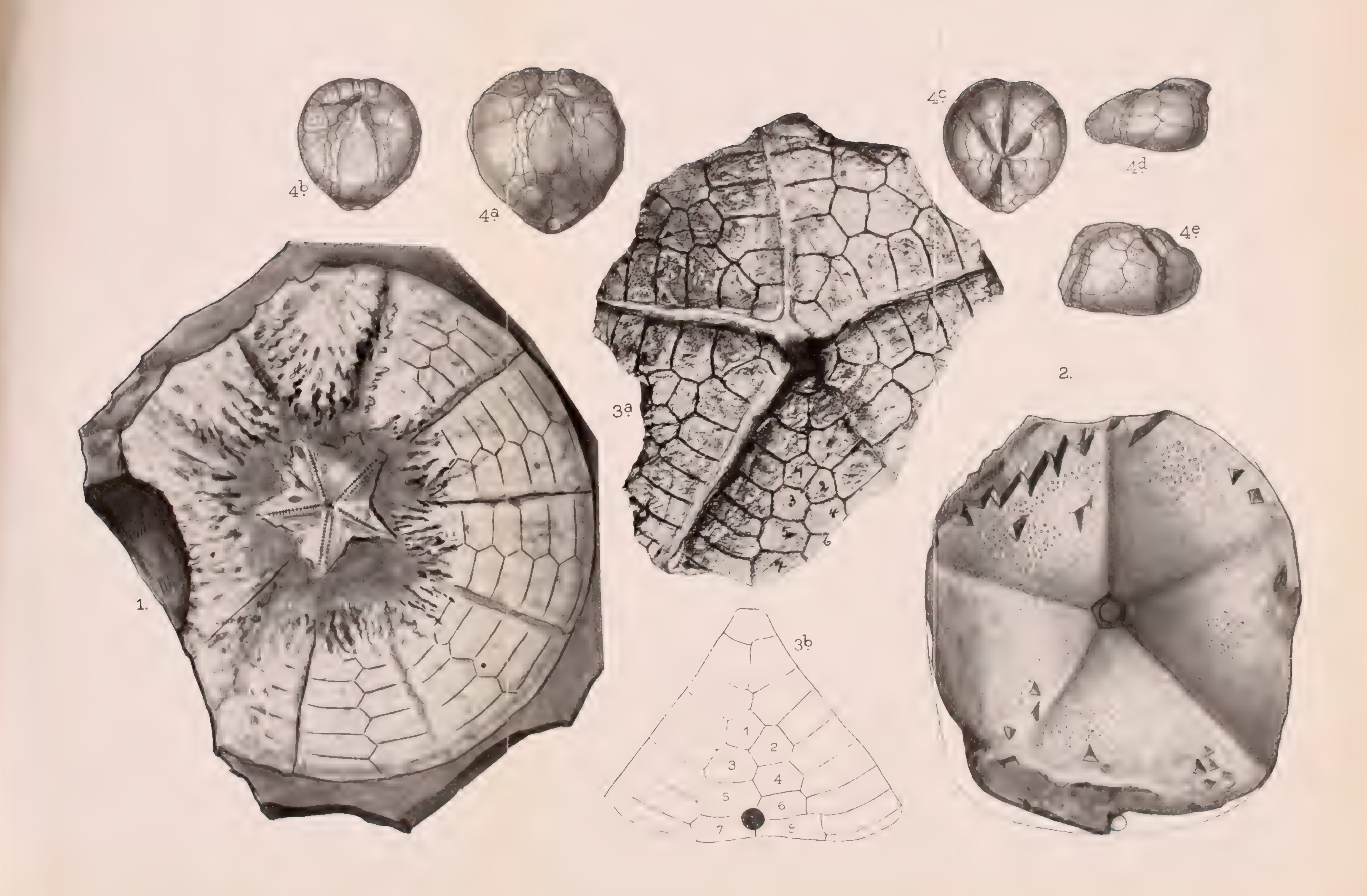
Erklärung zu Tafel XIX.

Fig. 1. *Clypeaster cretacicus* FRECH. Mittelsenon-Pläner. Westabhang des Kesek etwa 900 m. Große Tschakitschlucht. Tauros. 1 : 1 . . . . S. 287.

Fig. 2. Desgleichen Senon-Pläner. Dorf Kuschdjular, Richtung auf Eminli, Südtauros. 1 : 1 . . . . S. 287.

Fig. 3a, b. *Clypeaster hetiticus* FRECH. Senon-Pläner. a Unterseite. b Vollständiges Exemplar. Eminli bei Kuschdjular. Südl. Kilikischer Tauros. 1 : 1 . . . . S. 288.

Fig. 4a—e. *Hemiaster verticalis* AG. *Hemiaster*-Mergel. Unterhalb Hatschkiri, Große Tschakitschlucht, Tauros; c hoch verquetscht; d unverdrückt. 1 : 1 . . . . . . S. 292.


4b
4a
4c
4d
4e
3a
3b
1
2
3
4
5
6
7
1.
2.





Erklärung zu Tafel XX.

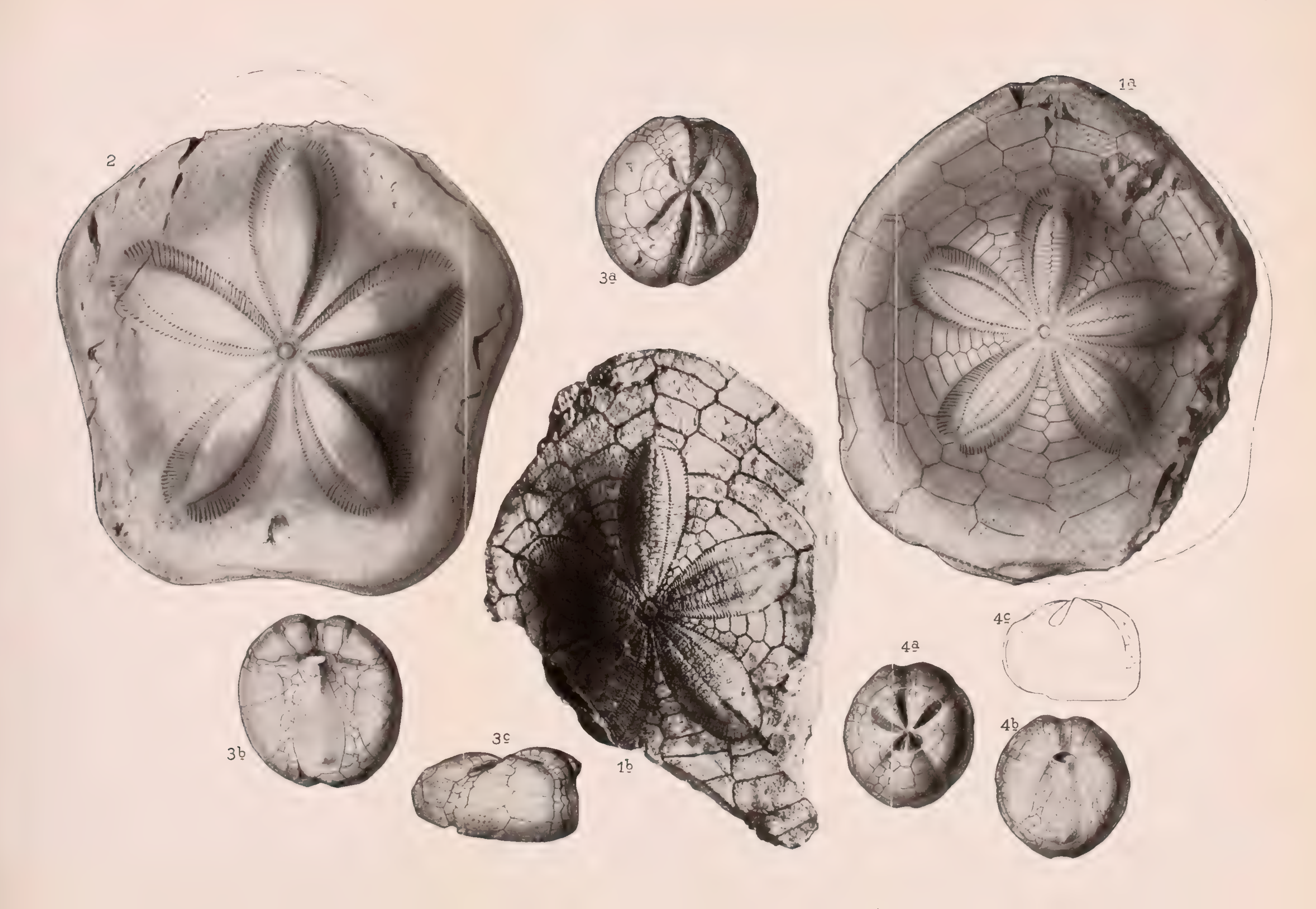
Irreguläre Echiniden der Taurischen Oberkreide
nebst Vergleichsstücken.

Fig. 1a, b. *Clypeaster cretacicus* FRECH. Senon-Pläner. Kuschdjular n. Eminli, Südtaurus. 1 : 1 . . . . S. 287.

Fig. 2. *Clypeaster hetiticus* FRECH. Senon-Pläner. Felder von Eminli bei Kuschdjular. Südl. Kilikischer Tauros. S. 288.

Fig. 3a—c. *Hemiaster verticalis* AG. var. nov. *prunelliformis* FRECH. Micraster-Mergel. Unterhalb Hatschkiri. Große Tschakitschlucht. 1 : 1. a ist durch ein Versehen beim Zeichnen verkehrt orientiert . . . . . S. 292.

Fig. 4a—c. *Hemiaster prunella* LAM. Ob.-Kreide. Petersberg bei Maastricht. Coll. SCHLOTH. (Berliner Museum f. Naturk.) 1 : 1. . . . . S. 292.

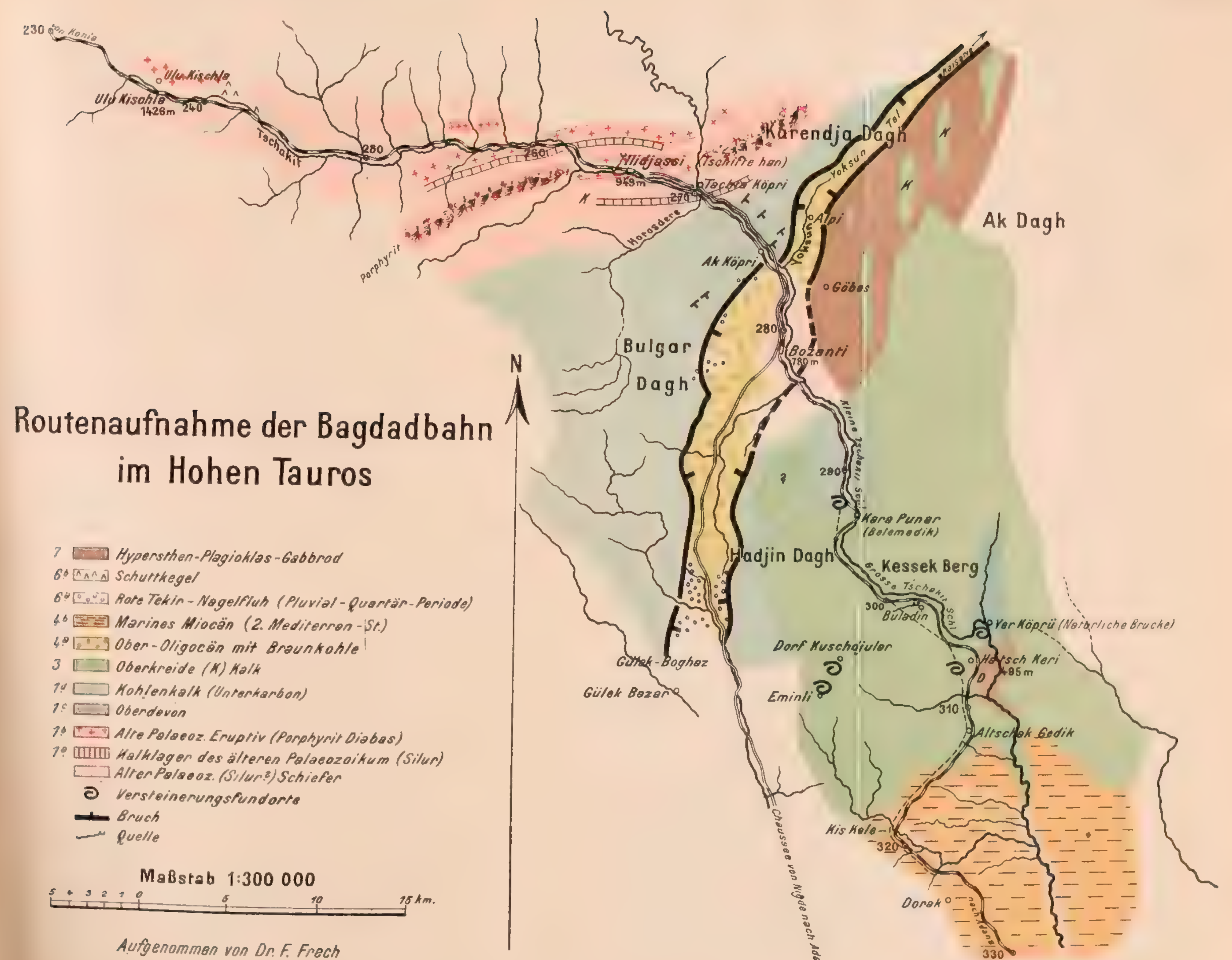

2
3a
1a
3b
3c
1b
4a
4c
4b



Geologische Übersichtskarte von Anatolien
zusammengestellt von F. Frech.

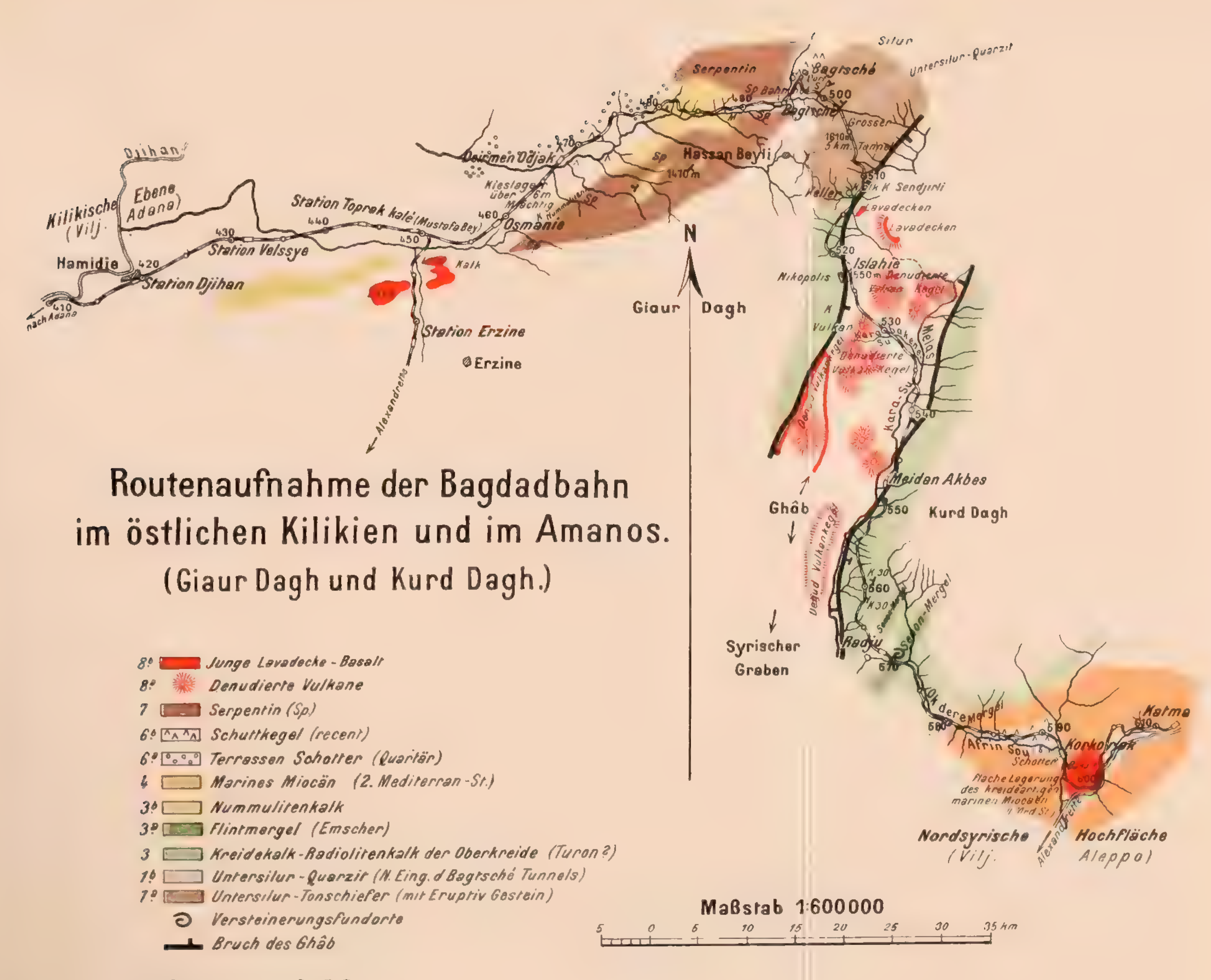






Routenaufnahme der Bagdadbahn im Hohen Tauros
7 Hypersthen-Plagioklas-Gabbrod
6b Schuttkegel
6a Rote Tekir-Nagelfluh (Pluvial-Quartär-Periode)
4b Marines Miocän (2. Mediterran-St.)
4a Ober-Oligocän mit Braunkohle
3 Oberkreide (K) Kalk
1d Kohlenkalk (Unterkarbon)
1c Oberdevon
1b Alte Palaeoz. Eruptiv (Porphyrit Diabas)
1a Kalklager des älteren Palaeozoikum (Silur)
Alter Palaeoz. (Silur?) Schiefer
Versteinerungsfundorte
Bruch
Quelle
Maßstab 1:300 000
5 4 3 2 1 0 5 10 15 km.
Aufgenommen von Dr. F. Frech
gezeichnet von Dr. M. Groll.
N
230 von Konia
Ulu Kischla
Ulu Kischla 1426 m 240
Tschakit
250
260
Karendja Dagh
Ulidjassi (Tschifte han)
949 m
Tschifte Köpri
270
Horosdere
Porphyrit
Kaisarie
Yoksun Tal
Yoksun Alpi
Ak Dagh
Ak Köpri
Göbes
280
Bozanti 780 m
Bulgar Dagh
Kleine Tschakit Schl.
290
Kara Puner (Belemedik)
Hadjin Dagh
Kessek Berg
Grosse Tschakit Schl.
300 Buladin
Yer Köprü (Natürliche Brucke)
Dorf Kuschajuler
Hatsch Keri 495 m
Gülek-Boghaz
Gülek Bazar
Eminli
310
Altschak Gedik
Chaussee von Nigde nach Adana
Kis Kele
320
Dorak
nach Adana
330




Routenaufnahme der Bagdadbahn
im östlichen Kilikien und im Amanos.
(Giaur Dagh und Kurd Dagh.)
8b Junge Lavadecke - Basalt
8a Denudierte Vulkane
7 Serpentin (Sp.)
6b Schuttkegel (recent)
6a Terrassen Schotter (Quartär)
4 Marines Miocän (2. Mediterran-St.)
3b Nummulitenkalk
3a Flintmergel (Emscher)
3 Kreidekalk-Radiolitenkalk der Oberkreide (Turon?)
1b Untersilur-Quarzit (N. Eing. d Bagtsché Tunnels)
1a Untersilur-Tonschiefer (mit Eruptiv Gestein)
Versteinerungsfundorte
Bruch des Ghâb
Aufgenommen von Dr. F. Frech
gezeichnet von Dr. M. Groll.
Maßstab 1:600000
Giaur Dagh
Kurd Dagh
Syrischer Graben
Ghâb
N
Djihan
Kilikische Ebene (Vilj. Adana)
Hamidie
Station Djihan
nach Adana
Station Velssye
Station Toprak kale (Mustafa Bey)
Osmanie
Kalk
Station Erzine
Erzine
Alexandrette
Deirmen Dijak
Kieslager über 6m Mächtig
Serpentin
Hassan Beyli
1410 m
Bagtsché
Silur
Untersilur-Quarzit
Grosser Tunnel
1610 m 5 km.
Keller
Sendjirli
Lavadecken
Islahie
Nikopolis
Denudierte Vulkan Kegel
Kara Su
Meidan Akbes
Afrin Sou
Schotter
Korkonyak
Katma
Flache Lagerung des kreideart. gef. marinen Miocän
Nordsyrische (Vilj.
Hochfläche Aleppo)
Radju
Sebon-Mergel
Deirmen Mergel



Erklärung zu Tafel XXIV.

Begleitworte zum Profil des großen Amanos-Tunnel Airan-Entilli km 502,770,0—507,590,3.

Nach Mitteilungen der Bauleitung. (Oberingenieur MORZ.)

Im Frühjahr 1914 wurden die, in der Tunnelrichtung gefundenen anstehenden Gesteine mit ihren Lagerungsverhältnissen in dem beiliegenden geologischen Profil eingetragen: ebenso die im Stollen bis zu diesem Zeitpunkt aufgefahrenen Gesteinsarten und ihre tektonischen Verhältnisse. Nach dem Durchschlag (Juli 1915) wurden die weitern, im Sohlstollen gemachten, geologischen Aufnahmen eingetragen. Sie bestehen in der Feststellung der Gesteinsarten, der tektonischen Verhältnisse und der Wasserzuflüsse. Mangels der notwendigen Spezialthermometer konnten leider keine Gesteinstemperaturen festgestellt werden.

Tektonische Verhältnisse. Die in der Tunnelaxe über Tag konstatierte Lagerung des durchquerten Gebirgszuges, mit einem mehr oder weniger starken Einfallen in O—W-Richtung stimmt mit derjenigen der beiden benachbarten Haupterhebungen, den Gövdje dagh und Adje dagh überein. Diese Erhebungen sind durch das Vorwiegen des Quarzites innerhalb der gefalteten weicheren Silurschiefer entstanden. Im Berginnern ist das steile westliche Einfallen nur auf der Nordseite (Airanseite) bis zum Tunnel-Kilometer (Tkm) 1,4 ungestört vorhanden; von da bis zum Südportal zeigt das aufgefahrene Gebirge eine ununterbrochene Kette von Dislokationen, und zwar sind es hauptsächlich Schichtenfaltungen und Verwerfungen. Eine solche Faltung läßt sich nordöstlich von Tkm 2,0 N in einem Seitental gut beobachten.

Das geologische Profil des Sohlstollens zeigt deutlich die örtlichen Lagerungsverhältnisse. Die schwarzen, dünnen Linien geben im Längsschnitt und im Grundriß das Fallen der Schichten in bezug auf die Windrose an; die eingezeichneten Fallwinkel sind deshalb senkrecht zur Streichrichtung und nicht in der Tunnelrichtung gemessen. Leider sind für die ersten 6—700 m sowohl auf der Nord- als auch auf der Südseite keine geologischen Aufzeichnungen vorhanden.

Wasserverhältnisse. Im Längsprofil sind bis Mitte August 1915 fließende Stollen-Wässer zahlreich vorhanden.

Die wichtigeren, gegenwärtig 1915 fließenden Quellen befinden sich bei:

Tunnel-Kilometer	Ergiebigkeit 1 sec	Temperatur °C
0,036 N	0,15	16,5
0,600 -	0,06	18,0
0,715 -	0,13	19,5
0,860 -	0,06	21,0
1,760 -	0,13	25,0
1,940 -	0,06	25,0
2,050 -	0,08	25,0
2,115 -	0,08	26,0
2,180 -	0,16	26,0
2,230 -	0,18	26,0
2,440 -	0,05	26,0
2,390 S	0,06	26,0
2,350 -	0,06	26,0
2,270 -	7,00	26,0
0,010 -	0,80	21,0

Die Temperaturbeobachtungen zeigen — wie zu erwarten — ein Maximum in der Mitte des durchfahrenen Gebirges. Die wesentlich höhere Temperatur am Südportal, welche die etwa entsprechende des Nordportals um 4,5° C übertrifft, beruht auf der Nähe der großen Randverwerfung des Ghâb; die hier aufsteigenden Wasser stammen aus größerer Tiefe und sind daher wärmer als die Tagewässer des Nordportals.

Die Ergiebigkeit der gesamten Wasserzuflüsse innerhalb des Tunnels sowohl, als auch in den Voreinschnitten zeigt in den Trockenmonaten August und September ein Minimum und wächst in der Regenperiode am Ende des Frühjahrs bis auf das 4—5fache. Bei Tkm 1,230 N, wo beim Sohlstollenvortrieb ein Wassereinbruch mit einer Menge von 70—80 l sec erfolgte, ist Mitte 1915 noch schwache Tropfenbildung zu beobachten; der Einbruch ist auf die Entleerung einer großen mit Wasser angefüllten Kluft zurückzuführen.

Versteinerungen. Bei den Ausräumungsarbeiten des Bachbettes zwischen km 502,5/7 wurde ein Stück eines rostbraunen Quarzitschiefers gefunden, das eine sehr gut erhaltene Versteinerung enthielt, die dem Verf. nicht zugegangen ist und die der leitende Oberingenieur mit Vorbehalt als *Sphenopteris* bestimmte

Petrographische Eigenschaften. Sowohl Quarzit als auch Quarzit- und Tonschiefer konnten hier mangels der notwendigen Mittel einer petrographischen Untersuchung nicht unterworfen werden. Die Härte der Quarzitschiefer betrug je nach dem geringeren oder größeren Quarzgehalt 5—8, wobei die oberste Härte 8 für reinen Quarzit gilt Die Härte von Messerstahl entspricht vergleichend Härte 6 der Härteskala. Abgesehen von vereinzelten Quarzgängen und Knollen wurden nur im Quarzit Tkm 1,960/80 S neben Quarzeinsprengungen, Kristalle eines metallisch glänzenden, schwefelkiesähnlichen Minerales gefunden, welche s. Z. durch die Bauabteilung nach Konstantinopel zur Bestimmung gesandt wurden.

Geologische Verhältnisse in ihrem Einfluß auf den Tunnelbau: Mit Ausnahme der beiden verhärteten Bergschutthalden am Ein- und Ausgang ist das Gebirge absolut standfest und sicher und erfordert im allgemeinen nur eine schwache Verkleidung. Eine Ausnahme machen nur die Stellen, wo Verwerfungen und andere dynamische Einflüsse die Schichtung erschüttert und die normale Gesteinsstruktur gestört haben. An diesen Stellen fanden s. Z. die Einbrüche statt, weshalb diese Stellen stärkere Mauerungstypen erhielten. Im übrigen hängt die Notwendigkeit der Mauerung hauptsächlich von der Lage der Schichtung ab. Beinahe horizontal verlaufende Schichten ergeben gerne Abbrüche in der Firste; bei steil einfallenden Schichten mit einem Streichen in der Tunnelrichtung gibt es häufig seitliche Ablösungen, so daß diese beiden Fälle eine Verkleidung erfordern. Wo aber die Schichtung steil einfällt mit einem Streichen annähernd quer zur Tunnelrichtung, kann meistens die Mauerung im reinen Quarzit sowohl, als im Quarzit- und Tonschiefer wegfallen.

Zum Schlusse sei noch bemerkt, daß die Schichten infolge zahlreicher tektonischer Störungen im Berginnern ganz anders verlaufen, als die Aufschlüsse über Tag erwarten ließen.

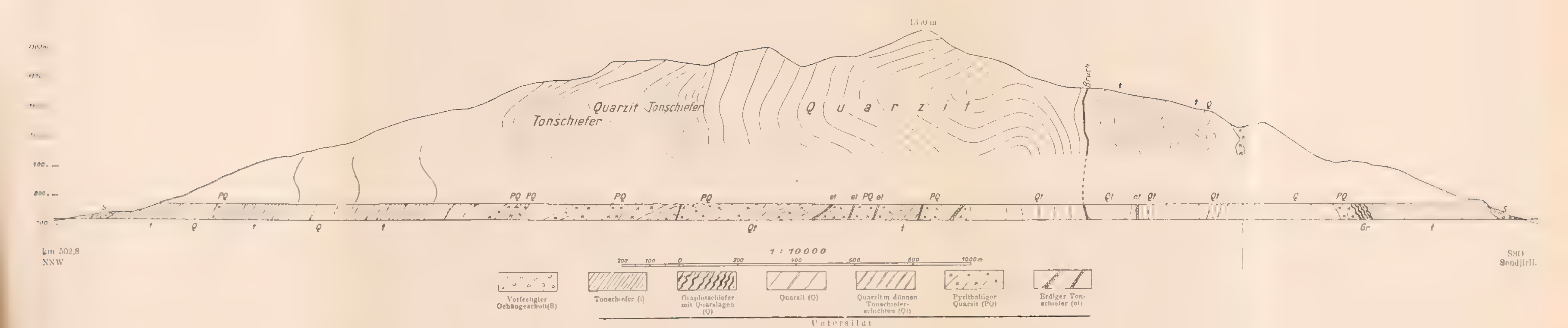
In dem Profil sind die über Tage in Höhen von 950—1300 m beobachteten Schichten auf heller Grundlage gezeichnet (ebenso wie die im Tunnel durchfahrenen). Die Verbindung der beiden über Tage aufgenommenen Durchschnitte ist durch Faltungslinien ohne Ton gegeben. Die Kombination der beiden Durchschnitte über Tage erfolgte auf der Grundlage der Beobachtung der schrägen Falte am großen Dül-dül-dagh; denn die unmittelbare Aufnahme und Beobachtung über der Tunnelaxe ist durch starke Schutt- und Waldbedeckung wesentlich erschwert.

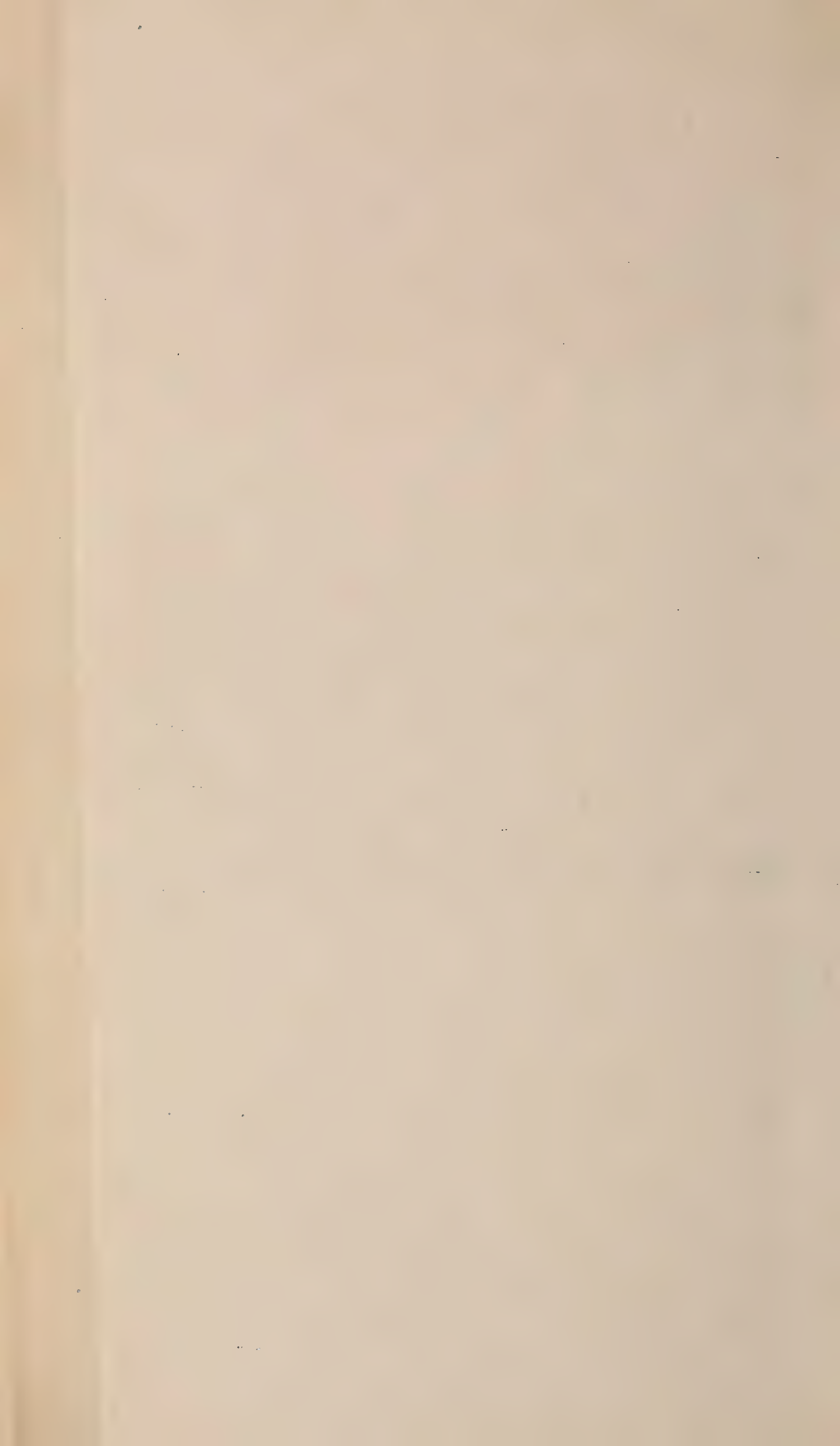
Eine direkte Verbindung der über Tage und im Tunnel beobachteten Schichten ist deswegen unmöglich, weil beide in verschiedenen Ebenen (senkrechter Durchschnitt oder geneigter Abhang) gelegen sind.



Geologisches Profil.

Großer Tunnel Airan-Entilli, Amanos.





mit europäischen Stücken gut übereinstimmt, nur rechtfertigen, wenn man die Art der bei der Verdrückung vor sich gehenden Formveränderungen berücksichtigt.

M. cor testudinarium, welcher über der Tschakit-Schlucht in den Plänerkalken am Kesekberge 900 m hoch gefunden wurde, ist in Europa vertikal weit verbreitet. Mir liegen z. B. typische Exemplare aus der Senonkreide Frankreichs, aus dem Mittelturon Oppelns und von vielen anderen Fundorten vor. Infolge dieses auf verschiedene Schichten der oberen Kreide ausgedehnten Vorkommens ist die Art für die allgemeine Altersbestimmung der Senonpläner der großen Tschakit-Schlucht wichtig.

Pygurus.

Pygurus (Pygurostoma ?) cilicicus n. sp.
Taf. XVIII, Fig. 1—4.

Die stattliche Art, deren Größe sich aus den unverkleinert wiedergegebenen Abbildungen ergibt, steht den aus den Bergen von Luristan durch DOUVILLÉ beschriebenen kleineren Arten nahe, unterscheidet sich aber auf den ersten Blick durch ihren an *Echinolampas* erinnernden Habitus. Das Gehäuse ist bei jüngeren Exemplaren regelmäßig gerundet, bei älteren Stücken unregelmäßig fünfseitig.

Die Ambulacra sind deutlich blumenblattartig, wenn auch am Rande nicht so stark verschmälert, wie bei den typischen *Pygurus*-Arten. Die Ambulacra der Oberseite bestehen aus sehr schmalen Täfelchen, die auf der Unterseite wesentlich breiter werden. Erst in der deutlich ausgeprägten Floscelle (Fig. 2) sind die Täfelchen wieder ähnlich gedrängt wie auf der Oberseite und den randlichen Teilen.

Die Interambulakraltafeln sind auf der Oberseite (Fig. 1 a, 3 a) verhältnismäßig schmal, auf der Unterseite dagegen an Größe sehr verschieden. Am höchsten sind die Tafeln am Interambulacrum des Afters, weniger hoch in den beiden nächstfolgenden Interambulacra, während die dem Periprokt gegenüberliegenden zwei Interambulakren in der Höhe der Täfelchen am wenigsten von der Oberseite verschieden sind. (Fig. 2, 4.)

Die Madreporenplatte ist nirgends so gut erhalten, um bestimmte Angaben über die Verteilung der Tafeln machen zu können.

Vorkommen: Die Art ist durch ihre Größe, Verbreitung und stellenweise Häufigkeit ein wahres Leitfossil des Mittel-Senon-Pläner des Tauros. Sie liegt vor:

1. Vom Dorf Kuschdjular (2 Exemplare).
2. Vom Westabhang des Kessek 900 m Höhe, oberhalb der großen Tschakit-Schlucht (2 Exemplare).

3. Von einem Punkte in etwa 1000 m Höhe an der Fahrstraße oberhalb von km 304 zwischen Hatschkiri und Kuschdjular in großer Häufigkeit. Ich habe von dort allein 10 z. T. recht wohl erhaltene Exemplare mitgebracht; doch war die Zahl der herausgewitterten Stücke sehr viel beträchtlicher.

4. Ein besonders kleines, nicht ganz sicher bestimmbares Stück liegt vor von der Burgruine Kiskalé bei der Station Dorak.

5. Vom Dorf Gözna am Übergang von Tarsus nach Eregli (2 Exemplare im Berliner Museum).

Die Art wird überall, wo sie vorkommt, von den beiden bezeichnenden *Clypeaster*-Arten begleitet und bildet in ihrer systematischen Stellung ein sehr bezeichnendes Mittelglied zwischen dem typischen älteren *Pygurus* s. str. und dem jüngeren vom Eocän an herrschenden *Echinolampas*.

Ein Vergleich des typischen *Pygurus rostratus*, der übrigens mit einer wenig veränderten Form bis in das Ober-Senon hinaufgeht[1]) mit den ältesten *Echinolampas*-Arten aus dem Untereocän ergibt folgendes:

Die Oberseite von *Pygurus rostratus* und *Pygurus cilicicus* zeigt besonders in der deutlich blumenblattähnlichen Gestaltung der Ambulakren die größte Ähnlichkeit.

Die Unterseite von *Pygurus cilicicus* weicht dagegen durch die Querstellung von Mund und After und die geringere Ausprägung der Floszelle erheblich von *Pygurus rostratus* und *Pygurus geometricus*[1]) ab und ähnelt viel mehr *Echinolampas*, und zwar besonders dem in guten Exemplaren vorliegenden *Echinolampas Fraasi* Loriol. Auch diese *Echinolampas*-Art besitzt Mund und After und eine Floszelle, deren Entwickelung und Deutlichkeit sich kaum vom *Pygurus cilicicus* unterscheidet. Die Art stellt also eine deutliche Zwischenform des älteren *Pygurus* und des jüngeren *Echinolampas* dar. Ihr Auftreten ist um so interessanter und wichtiger, als sich zusammen mit ihr sowohl typische Kreide-Seeigel wie *Micraster* und *Hemiaster*, als auch Tertiärformen wie *Clypeaster* finden. Das Auftreten der letzteren in dieser Kreidestufe verliert daher viel von seinem Auffallenden.

Bei ebenso subtiler Abgrenzung der Gattungen, wie sie Cotteau und Gauthier vorschlagen, müßte man auch für die vorliegende Art eine neue Gattung aufstellen. *Pygurostoma*

[1]) *Pygurus geometricus* Morton (Desor: Synopsis. p. 313, Senon-Kreide von Delaware) liegt in einem durch Morton selbst an F. Roemer übergebenen Gipsabguß vor.

Morgani[1]) unterscheidet sich von *Pygurus* durch die ebene nicht undulierende Fläche der Unterseite und die mehr eiartige Form des Gehäuses. *Pygurus cilicicus* stimmt nur in der ebenen Form der Unterseite mit *Pygurostoma*, in der allgemeinen Gestalt des flachen Gehäuses dagegen mit *Pygurus* überein (z. B. mit dem jurassischen *P. Hausmanni* AG.). In konsequenter Durchführung der haarspaltenden Gattungsunterscheidungen müßte also für *Pygurus cilicicus* (und *Pygurus geometricus* DESOR) wiederum eine neue, zwischen *Pygurus* (allgemeine Form) und *Pygurostoma* (Unterseite) vermittelnde „Gattung" aufgestellt werden. Ich ziehe es daher vor, als Gattungsbezeichnung „*Pygurus* (? *Pygurostoma*)" zu wählen.

Die Hemiaster-Mergel von Hatschkiri.

Zwischen basalen Konglomeraten mit Geröllen des Unterkarbon und dem mittelsenonen Plänerkalk liegt unterhalb des Weilers Hatschkiri am Wege nach Yer köprü ein kleiner Aufschluß von untersenonem Mergel mit einigen Zweischalern (*Pecten muricatus* var. *Pecten serratus* var. *kuschdjulariensis*, *Cytherea lassula* STOL.?, *C. Rohlfsi* QUAAS *Protocardia aff. hillana* SOW. Taf. XV. Fig 1) und ziemlich zahlreichen Exemplaren von *Hemiaster*.

Für die Altersbestimmung sind besonders die dünnschaligen *Hemiaster*-Arten wichtig, da die Zweischaler nur einen allgemeinen Hinweis auf untersenones Alter (*Pecten muricatus* var.) enthalten. Allerdings beweist die Tatsache, daß alle vier bestimmbaren Zweischaler der Mergel[2]) auch im Plänerkalk vorkommen, daß die Altersverschiedenheit der beiden Gesteine nur geringfügig sein kann. Wesentlich ist die jedenfalls von den kalkigen Plänern abweichende Faziesentwicklung. Es fehlen in den Mergeln die weiter oben häufigen Riffkorallen und die dickschaligen Arten von *Clypeaster* und *Pygurus*. Wir haben es offenbar mit Absätzen einer etwas größeren Meerestiefe, d. h. mit Schichten aus dem Bereiche des blauen Schlicks zu tun, in denen dünnschalige, leicht zerbrechliche *Hemiaster*-Gehäuse vorwiegen. Dagegen verweisen die Pläner mit ihren dickschaligen Austern, großen Seeigeln und Riffkorallen mit Pholadenlöchern auf die Brandungszone, d. h. eine dem Leythakalk vergleichbare Fazies.

[1]) DE MORGAN: Mission scientifique en Perse. Etudes Géologiques Partie II. Paléontologie 1. *Echinides* von COTTEAU und GAUTHIER, Paris 1895, p. 53, t. 8, f. 1—5.

[2]) Die Beschreibung dieser Zweischaler konnte daher nicht von den Formen der Plänerkalke getrennt werden.

Die Untersuchung der *Hemiaster*-Formen ergab:

Hemiaster verticalis Ag. (nom. nud.).

Taf. XIX, Fig. 4a—e.

Hemiaster verticalis Agassiz: Catalogus systematicus ectyporum echinodermatum fossilium musei neocomensis. Neuchatel (Neocomi helvetorum) 1840, p. 3.

Von der seinerzeit durch Agassiz zusammengebrachten und in Gipsabgüssen verschickten Echinidensammlung liegt ein Exemplar im Breslauer Museum, das in der herzförmigen Gestalt des Gehäuses, der Verteilung der Tafeln, der Form der Ambulacra durchaus mit den häufigeren, bei Hatschkiri gesammelten Formen übereinstimmt. Das paarige, in dem herzförmigen Ausschnitt liegende Ambulacrum ist länger als alle übrigen. Die beiden nach der Spitze zu liegenden Ambulacra sind besonders kurz, die beiden anderen Ambulacra halten genau die Mitte zwischen den längeren unpaarigen und den beiden kürzeren paarigen Einschnitten.

Der Verlauf der Fasciolen ist weder bei dem Agassizschen von Biarritz stammenden, noch bei den taurischen Stücken deutlich, so daß die Gattungsbestimmung nicht ganz sicher ist, doch glaube ich die Übereinstimmung der südfranzösischen und taurischen Spezies annehmen zu können. Auffallenderweise ist in der Paléontologie française der Agassizschen Art keine Erwähnung geschehen.

Vorkommen: *Hemiaster*-Mergel von Hatschkiri, 6 Exemplare, Biarritz (das Originalexemplar von Agassiz im Abguß).

Hemiaster verticalis Ag. var. nov. *prunelliformis*.

Taf. XX, Fig. 3a—c.

Zwei größere, ebenfalls bei Hatschkiri gesammelte Exemplare stimmen in der allgemeinen Anordnung der Tafeln und der Ambulacra mit der Hauptform überein, jedoch ist das Gehäuse gerundet, nicht herzförmig, wie bei der Hauptform.

Die Varietät würde vollständig mit *Hemiaster prunella*[1]) Schlth. vom Petersberg bei Maestricht übereinstimmen, ist jedoch im Querschnitt nicht gleichmäßig rund wie *H. prunella*, sondern viel-

[1]) Das alte von Schlotheim geschriebene Berliner Etikett lautet: „*Echinites Bufo*. S. 36. = *Spatangus Bufo*, Brongn. Wahrscheinlich *Spatangus Prunella* Lam. conf. Descript. géol. d. Paris von Cuvier und Brongniart, p. 84, Taf. V, Fig. 4a, b, c. = *Spatang. lacunosus* Leske, T. XXIII, f. B. Aus d. Petersberge.“ Vergl. Taf. XX, Fig. 4.

mehr an dem unpaarigen Ambulacrum niedergedrückt. Die große Ähnlichkeit und der geringe Unterschied geht aus dem Vergleich des SCHLOTHEIMschen, hier wieder abgebildeten, Original-Exemplares mit den Taurosstücken unmittelbar hervor. Es ist besonders Wert auf diese nahen Beziehungen zu der senonen Maestrichter Art zu legen, da unglücklicherweise weder von dem Biarritzer Stück noch von dem taurischen Vorkommen das Alter ganz einwandfrei bekannt ist, die Maestrichter Art dagegen die Fasciolen von *Hemiaster* gut erkennen läßt.

Jedenfalls wird man also für die *Hemiaster*-Mergel auch auf dem Wege der paläontologischen Vergleichung etwa zur Annahme eines untersenonen Alters gelangen. Hoffentlich geben spätere vollständigere Funde an dem leicht zugänglichen Ort Gelegenheit, die Altersbestimmung noch genauer festzulegen.

Fauna der Obersenon-Kalke der Station Kuschdjular mit *Inoc. balticus* (= *Crippsi*) und über eine eocaene *Pecten*-Art.

Inoceramus balticus JOH. BOEHM[1]) (= *Crippsi* MANT. et auct.) Taf. X, Fig. 1, 2.

ZITTEL: Bivalven der Gosaugebilde var. *typica* ZITTEL (t. 14, f. 1, 2) und var. *decipiens* ZITTEL (t. 15, f. 1).

Das Auftreten des *Inoceramus balticus* (bzw. *Crippsi*) in dem obersten Horizont der Tauroskreide ist von besonderer stratigraphischer Wichtigkeit: Die beiden zitierten Varietäten stimmen vollkommen mit den beiden von ZITTEL aus der Gosaukreide beschriebenen Formen überein. Bei der einen (var. *decipiens* ZITT.) ist die Vorderseite vollkommen abgestutzt, bei der anderen, (var. *typica* ZITT.) etwas vorgebogen[2]). Die Skulptur ist bei den

[1]) Die Literatur des früher allgemein als *Crippsi* bezeichneten *Inoceramus balticus* gibt JOHANNES BOEHM:

1834—1840 *Inoceramus Crippsi* Mant. in GOLDFUSS: Petref. Germ. 2 S. 116, Taf. 112, Fig. 4b.

1843—1847 *Inoceramus Goldfussianus* D'ORBIGNY: Paléont. franç. Terr crét. 3, S. 517 (Synonymenliste).

1850 *Inoceramus regularis* D'ORBIGNY: Prodrome 2, S. 250, N. 814, z. T.

1907 „ *balticus* JOH. BOEHM: *Inoceramus Crippsi* Mant. S. 113.

1909 „ Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde von HENRY SCHROEDER und JOHANNES BOEHM. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F., H. 56, Berlin, p. 47.

[2]) JOH. BOEHM verweist (l. c.) auf eine spätere Untersuchung der zahlreichen von ZITTEL unter dem Namen *Crippsi* zusammengefaßten Formen. Da eine weitergehende Untersuchung hier nicht am Platze ist, genüge die Feststellung der Identität einer taurischen Form mit der von Haldem.

taurischen und bei den alpinen Varietäten gleich kräftig ausgeprägt.

Die Fundorte der Gosaukreide sind bei den einzelnen Originalexemplaren ZITTELS nicht so genau stratigraphisch bestimmt wie etwa die westfälischen Vorkommen. Es ist daher von Interesse, dass von Haldem in Westfalen, d. h. aus der obersten (7ten) dortigen[1]) Senonzone (mit *Scaph. Roemeri* und *Bostrychoceras polyplocum*) ein großer *Inoceramus balticus* vorliegt, der vollkommen mit dem taurischen Stück übereinstimmt. Die Übereinstimmung ist so groß, daß das westfälische Exemplar direkt bei der Ergänzungszeichnung verwendet werden konnte.

Dagegen ist die Skulptur bei den aus der indischen Oberkreide (Arrialur group) von STOLICZKA beschriebenen Formen vollkommen abweichend. Soweit die nicht sehr gelungene Ausführung der indischen Abbildungen ein Urteil gestattet, sind diese indischen Formen zu anderen Varietäten zu stellen und mit besonderem Namen zu belegen. Das wichtige Vorkommen des *Inoceramus balticus* (= *Crippsi*) in den beiden alpinen Varietäten ist demnach ebenfalls für die nähere Beziehung der Tauros-Kreide zu den europäischen Meeresteilen beweisend.

Vorkommen: Oberes Senon, in den klingenden (nicht mergeligen) Kalkplatten, auf denen die Stationsgebäude von Kuschdjular stehen.

Ostrea Forgemolli COQ. var.

Taf. XIII, Fig. 2a, b.

Ostrea Forgemolli, „Varieté avec côtes moins accusés" COQUAND: Monographie du genre *Ostrea*, t. 2, f. 9—11.

Von dieser verhältnismäßig hoch gewölbten Art bildet COQUAND in seiner umfangreichen Monographie zwei Varietäten ab, von denen die eine (Fig. 1—8) mit kräftigen Rippen versehen ist, die jedoch auf der zweiten Varietät (Fig. 9—12) fast vollkommen verschwinden. Zu dieser letzteren, fast glatten Form, für die COQUAND keinen besonderen Namen vorschlägt, dürfte ein Exemplar aus dem oberen Senonkalk gehören, das zwar vollkommen freiliegt, aber ziemlich stark verwittert ist. Es handelt sich um eine kräftig gewölbte, stark verlängerte linke Klappe, an der die Lage des Muskels deutlich sichtbar, das Ligament aber infolge starker Verwitterung undeutlich ist.

---

[1]) der nur bei Lüneburg eine oberste Zone mit *Scaphites constrictus* auflagert.

Ein vereinzeltes, aber noch schlechter erhaltenes Exemplar, das ich in den oberen Plattenkalken mit *Inoceramus balticus* unmittelbar bei den Stationsgebäuden von Kuschdjular gefunden habe, dürfte ebenfalls hierher gehören. *Ostrea Forgemolli* wird von COQUAND aus dem obersten Senon („Dordonien") der Provinz Constantine beschrieben und abgebildet. Nach den Beobachtungen von ZITTEL kommt die grobrippige Form in den Overwegi-Schichten (unteres Danien) der Libyschen Wüste in der Oase Dachel vor. (Palaeontographica, Bd. XXX, II, Taf. 21. Fig. 14—16, p. 185.)

Obwohl eine sichere Bestimmung bei unseren Exemplaren wegen der schlechten Erhaltung nicht möglich ist, stimmt doch wenigstens das geologische Vorkommen an der Oberkante der Kreide mit den in Nordafrika gemachten Beobachtungen überein.

Von der sehr viel größeren, breiteren und dickschaligeren *O. Deshayesi* var. *Osiroides* p. 275 ist *Ostrea Forgemolli* zweifellos verschieden.

Vorkommen: Obere Senon-Kalkplatten. Stationsgebäude Kuschdjular, südl. Tauros.

Pecten Livoniani BLANCKENHORN.

Taf. XV, Fig. 5 u. 6.

(?) = *Pecten* indet. cf. *laevigatus* GOLDF. bei TSCHIHATCHEFF, Asie Mineure. 4. Paléontologie (ARCHIAC, FISCHER, VERNEUIL). S. 147. Taf. 97, f. 6; 1866.

Pecten Livoniani BLANCKENHORN: Das Eocän in Syrien, mit besonderer Berücksichtignng Nordsyriens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 42. Bd., S 351. Taf. 19, Fig 1a, b; 1890.

Pecten Livoniani BROILI: Geologische und paläontologische Resultate der GROTHEschen Vorderasienexpediton 1906 7. p. 61. Taf. II, Fig. 1 u. 2

Eine bikonvex gewölbte *Pecten*-Art aus dem Eocän wurde durch BLANCKENHORN von Marasch beschrieben und später von BROILI aus derselben Gegend noch einmal abgebildet. Es handelt sich um eine dickschalige Form mit flach gewölbten Rippen, deren Zwischenräume auf dem Steinkern den Eindruck von Rippen zweiter Ordnung machen. Einen mit dem von BROILI abgebildeten Stück übereinstimmendem, in Feuerstein erhaltenem Steinkern sammelte ich im Alluvialgeröll am Bahnhof Katma, Nordsyrien (einer Bahnstation nördlich von Aleppo).

Dieses Vorkommen ist geologisch dadurch höchst interessant und wichtig, weil weit und breit nur Miocän und in dem benachbarten über der nordsyrischen Hochfläche ansteigenden Kurd dagh lediglich obere Kreide mit intrusivem Serpentin bekannt ist. Das Eocängeröll beweist also die ehemalige weitere Verbreitung der sonst überall verschwundenen Eocänsedimente.

Vorkommen: Tiefstes Eocän. Grenze gegen das Senon. Katma, Vilayet Aleppo. Außerdem nach BLANCKENHORN bei Marasch.

d) Geographische Beziehungen der Tauroskreide.

Die versteinerungsleeren liegenden Sandsteine von Belemedik würden ihrem Alter und ihrer petrographischen Beschaffenheit nach etwa an die Trigoniensandsteine des Libanon erinnern; doch sind die Trigoniensandsteine dem Gault gleichzustellen.

H. DOUVILLÉ, der beste Kenner der Rudisten, hatte im Jahre 1913 die Freundlichkeit, die von C. RENZ und mir gesammelten Reste dieser Gruppe zu bestimmen und gleichzeitig die Altersbestimmungen hinzuzufügen. Es ergibt sich daraus, daß die Verschiedenheit der Oberkreide-Rudisten zwischen Griechenland und Kleinasien recht groß ist. Teils handelt es sich um verschiedene Horizonte, teils um geographische Unterschiede.

Die an Radioliten erinnernden Rudisten aus Kilikien (von der Tschakitschlucht und vom Kisil dagh) sind nicht näher bestimmbar. Die Exemplare, die von LUSCHAN zwischen Adalia und Perge in Pamphylien gesammelt sind, gehören zu der Gattung *Sauvagesia*, die hauptsächlich das Cenoman kennzeichnet, aber auch bis in das Unterturon hinaufgeht. Eine genauere Bestimmung der Art erscheint nach DOUVILLÉ nicht möglich.

Die in Griechenland und Albanien gesammelten Rudisten lassen sich nach DOUVILLÉ folgendermaßen gruppieren:

Mittel-Senon Champagne-Stufe	Insel Skiathos (nördliche Sporaden)	*Hippurites colliciatus*
	Tschikaberge im südlichen Albanien . .	*Radiolites subangeoides* TOUCAS
	Othrys-Gebirge . . .	*Radiolites styriacus*
Emscher:	Chlomos-Gebirge . .	*Hippurites Gaudryi*
	Othrys-Gebirge . . .	*Hippurites Chaperi*
Turon:	Insel Korfu	*Durania* sp. ind.
Cenoman: (vielleicht Unt. Turon)	Kionagebirge (Paläokastelli u. andere Fundorte	*Eoradiolites* n. sp.
	Tschikaschlucht . .	*Sauvagesia* sp.
	Helikongebirge . . .	*Sauvagesia* sp.

Bei der weiten und gleichartigen Verbreitung der etwa der Mitte der Tauroskreide entsprechenden Radiolitenkalke im Mittelmeergebiet kommen diese Vorkommen nicht allzu sehr in Betracht. Über die allgemeinen Beziehungen läßt sich auf Grundlage der Untersuchungen BLANCKENHORNS und DOUVILLÉS folgendes sagen:

Geographische Beziehungen zu

I. Ägypten.

Der obere Teil der nubischen Sandsteine leitet die große cenomane Transgression in Syrien, am Sinai und in dem nördlichen Ägypten[1]) bis zum 27° 20′ n. Br. ein.

Das Cenoman ist, wie schon ZITTEL nachwies, in der Arabischen und Libyschen Wüste verbreitet, z. B. bei Station Faijid an der Suezeisenbahn, bei Abu Roasch (sandige und kalkige Schichten mit kleinen Rudisten, Austern und Seeigeln und Oase Baharije mit *Neolobites Vibrayeanus*).

Das Turon ist in Ägypten nur bei Abu Roasch, nordwestlich von den Großen Pyramiden entwickelt, wo ein Komplex von 15—20 m Kalk mit *Trochactaeon Salomonis*, *Nerinea Requieniana und Biradiolites* cf. *cornu pastoris* ansteht.

Das Untersenon erscheint im Norden und Osten Ägyptens, in der Arabischen Wüste vom Wadi Arabah bis zum Wadi Beda bei Kosser mit *Ostrea Boucheroni*, in der Libyschen Wüste bei Abu Roasch mindestens 40 m mächtig mit *Ostrea acutirostris*, *Boucheroni*, *Brossardi*, *Heinzi*, *Bourguignati*, *dichotoma*, aff. *proboscidea*, *Costei*, *Plicatula* aff. *Ferryi*, *Janira tricostata*, *Tissotia Tissoti* und einigen lokalen Seeigelarten.

Das Mittel- und Obersenon ist in der Arabischen Wüste bis zu 380 m mächtig und überall verbreitet. Ihm gehören auch die Phosphate und bituminösen Kalke des Sinai und der Arabischen Wüste an. Von Fossilien werden genannt: *Hippurites vesiculosus*, *Ostrea Villei*, *janigena*, *laciniata* und *larva*, *Gryphaea vesicularis*. *Roudairia*, *Trigonoarca multidentata*, *Arctica Barroisi*, *Pecten farafrensis*, *Baculites syriacus*, *Hamites*, *Ptychoceras*, *Bostrychoceras polyplocum*, *Anisoceras*. Diesen Schichten entsprechen in Palästina die baculitenreichen bituminösen Kalke und Phosphate der Wüste Juda, in Ostindien die Valudayur-Beds oder *Anisoceras*-Schichten und die *Trigonoarca*-Schichten von Ravapudupakam.

Die Dänische Stufe scheint wie in Palästina und auf der Sinai-Halbinsel so auch in der östlichen Ägyptischen Wüste zu fehlen. Die Austernbänke am Nil fallen noch dem Senon zu. Um so ausgedehnter und mächtiger wird die Dänische Stufe in der Libyschen Wüste, wo schon ZITTEL eine Dreiteilung vor-

[1]) M. BLANCKENHORN: Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. I. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1900.)

nahm. Den untersten Schichten der *Exogyra Overwegi* gehören die reichen Phosphatlager der Oase Dachl an. Die obere Grenzschicht gegen das Eocän bildet der schneeweiße kreidige Kalk („White Chalk") mit *Anachytes ovata*, Foraminiferen, Spongien, unter denen eine *Becksia* Beachtung verdient, Korallen und *Pecten farafrensis*.

Wie in der Arabischen Wüste, so ist auch nach BLANCKENHORN in der Libyschen Wüste eine scharfe mit Diskordanz verbundene Grenze zwischen Kreide und Eocän vorhanden; somit erfolgte Faltung, Verwerfung und Denudation des aus Kreideschichten gebildeten Festlandes vor der Transgression des Eocäns. Der Kreidekomplex von Abu Roasch wird von dem Eocän überlagert, das mit einer dicken Geröllage beginnt. Hier bildet die Kreide eine große flache Antikline, deren Spuren sich nach S bis zur Dachl-Oase hinziehen.

2. Syrien und Palästina.

Die Basis der Kreide in Syrien und Palästina erinnert an Ägypten, während die Beziehungen zum Tauros hier wie höher nur ganz oberflächlich sind. Dagegen zeigt das Senon die allgemeinen faunistischen Merkmale. Über dem Nubischen Sandstein, der bis Palästina reicht, beginnt eine vom Cenoman bis zum Obersenon reichende Schichtenfolge. In Syrien werden die über dem Kimmeridge des Hermon lagernden, lignitführenden Sandsteine zur Unterkreide[1]), die darüberfolgenden Trigonienschichten (mit *Tr. syriaca*, *Orbitolina lenticularis*, *Enallaster syriacus*) von E. HAUG zum Gault gerechnet. Die darüber lagernden Sandsteine und Mergel mit *Knemiceras syriacum* v. B. und *Enallaster Delgadoi* gelten als Vertreter der obersten Zone des Gault (des „Vraconnien"). Turon und Cenoman gliedern sich wie folgt:

Turon 4. Kalk mit *Hippurites resectus*, *Grossouvrei*, *Biradiolites lumbricalis*, *Radiolites Peroni*, *Praeradiolites ponsianus* und Nerineen.

3. Mergel und Kalke mit *Mammites* und *Heterotissotia*.

2. Mergel und Kalke mit *Chondrodonta Ioannae*, *Caprinula cedrorum*, *Radiolites lyratus*.

Cenoman 1 b. Kalke und Mergel mit *Hemiaster Saulcyanus*, *Exogyra flabellata*, *Mermeti*, *olisiponensis*, *Plicatula Reynesi*, *Eoradiolites*, *Acanthoceras rhotomagense*, *Mantelli*, *Neolobites Vibrayeanus* und

1 a Kalke mit Fischen von Hakel im Libanon.

[1]) ZUMOFFEN und H. DOUVILLÉ: Le Crétacé du Liban entre Beyrouth et Tripoli. Bull. Soc. Géol. Fr., 4. sér., IX, p. 78; 1909.

Die Emscherstufe und das Senon Syriens und Palästinas besteht aus weißer Kreide, z. T. mit Kieselknollen, und enthält allgemein verbreitete Typen wie *Gryphaea vesicularis* (Senon), *Schl.* (*Mortoniceras*) *texana* (Emscher), sowie ferner *Roudairia auressensis*.

Bemerkenswert sind im Senon die höheren (nicht mit Hakel zu verwechselnden) Kalkplatten mit den Fischen von Sachel Alma. Während die cenomane Lokalität zahlreiche Pycnodonten und Macrosemiiden enthält, findet man bei Sachel Alma Beryciden und Haie[1]). In der Kreideformation Palästinas wird ein ziemlich beständiger, Phosphate führender Horizont angetroffen, der zugleich die schon längst bekannten, ebenfalls technisch verwertbaren Asphaltkalke liefert. Es ist das Campanien oder mittlere Senon, charakterisiert durch die Leitformen: *Gryphaea vesicularis*, *Ostrea Villei*, *Trigonoarca multidentata*, *Leda perdita*, *Baculites syriacus*, *Hamites* sp., *Ptychoceras* sp., *Anisoceras* sp. und häufige Fischreste. Hier besteht also ein wesentlicher Unterschied gegenüber Tunis-Algerien, deren reiche Phosphatlagerstätten dem unteren Eocän oder Suessonien angehören.

Die Phosphate dieser Kreidestufe wurden zuerst im Jahre 1894 von Blanckenhorn in Palästina entdeckt, bisher aber trotz ihres anscheinenden Reichtums nirgends ausgebeutet.

In Palästina nehmen die Schichten des mittleren Senon, mit denen hier die mächtigen Ablagerungen der Kreideformation abschließen, den größten Teil der Wüste Juda und das Hochplateau des Ostjordanlands ein.

Die Unterlage des Senon, der Emscher Horizont, bildet an manchen Stellen der sogenannte „Kakuhle", ein milder, gelblichweißer Kalkstein von muschligem Bruch, der sich am Ölberg bei Jerusalem durch seine Ammonitenführung (*Schloenbachia quinquenodosa* Redt. und andere Schloenbachien) auszeichnet, Darüber lagern, schon zum Campanien gehörig, weiche, weiße, kreidige Mergelkalke mit *Leda perdita* Conr., vielen sonstigen kleinen Bivalven und Gastropoden, Baculiten und Fischzähnen.

---

[1]) O. P. Hay: On a collection of Upper Cretaceous Fishes from Mount Lebanon Syria, with descriptions of four new genera and nineteen new species. Bull. of. Amer. Mus. of Nat. Hist., XIX, p. 395—452, pl. XXIV—XXXVII, 1903.

[2]) M. Blanckenhorn: Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphalt und Petroleum in Palästina und Ägypten. Zeitschrift für praktische Geologie. 1903, S. 294.

Am Eingang des Roten Meeres lagern im Bereich des Archipels von Sokotora[1]) über Granit:

Oberes Eocän:

6. Kalk mit Alveolinen.

5. Mengung cenomaner mit jüngeren senonen Arten: Weißer Kalk mit *Orthopsis perlata*, *Goniopygus marticensis*, *Epiaster orientalis*, *Hemiaster Semhae*, *Terebratula semiglobosa*, *Exogyra decussata*, *Pholadomya Vignesi*.

4. Mergel mit *Orbitolina plana*, *Aspidiscus Semhae*, *Pseudodiadema Marticense*, *Orthopsis miliaris*, *Epiaster Duncani*, *Exogyra flabellata*, *Janira quinquecostata*, *Placenticeras Simonyi*.

Cenoman:

3. Kalk mit Rudisten (*Caprina*, *Radiolites*) Nerineen, Crinoiden, Zoantharien, Foraminiferen.

2. Mergel und Sandstein mit *Modiola ligeriensis* und *Ostrea Dieneri*.

1. Grober Sandstein auf Granit.

3. Nordanatolien.

Die Beziehungen der Tauroskreide zu den etwa gleichalten Bildungen des nördlichen Kleinasiens sind nicht sonderlich ausgeprägt:

Ich unterzog im Frühjahr 1909 die Umgebung von Ordu einer Untersuchung, welche besonders der Feststellung des Verhältnisses zwischen den dortigen durch Schuberts Fossilienbestimmungen horizontierten Eocänsedimenten und den Eruptivmassen galt. Ich beobachtete entlang der von Ordu nach Karahissar führenden Straße Kreideschichten sowohl bei Eski Bazar (Alt-Ordu), als auch weiter südlich bei Dedé-dschamé (nicht weit vom Knie des Melet Yrmak) und fand an letzterem Punkte folgendes Profil:

3. (Oben) weiße, harte Kalke ohne Versteinerungen.
2. Arkose mit auffälligen schwarzen Biotitkristallen.
1. Weißer Plänerkalk des Untersenon mit *Micraster coranguinum*, *Ananchytes ovata*, *Echinoconus conicus*, *E. vulgaris*, *Gryphaea vesicularis*, *Aphorrhais* (?) sp. In der Nähe fand sich lose ein großes Exemplar von *Pachydiscus subrobustus* Seunes, einer Form aus dem Obersenon.

[1]) Franz Kossmat: Geologie der Inseln Sokotra, Sémha und Abd el Kûri. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wiss., LXXI, p. 1—62, 13 fig., pl. I—V; 1902.

An zahlreichen Stellen konnte die Auflagerung der mindestens bis 1400 m mächtigen Ergüsse von Augitandesit auf diesen Schichten beobachtet werden. Saure Laven (Liparit), wie sie westlich von Kerasunt von FRANZ KOSSMAT als ältere Bestandteile der Eruptivserie angetroffen wurden, fehlen bei Ordu; doch fanden sich Quarztrachytbreccien in der unmittelbaren Nähe der Stadt und werden von den basischen Gesteinen durchbrochen. Zu den jüngsten vulkanischen Gebilden gehören Kegel von Hornblendeandesit, welche z. B. bei Karatasch tepe dem Kreideplateau aufsitzen. Anderseits wechseln bei Mersin am Kap Vona (nordwestlich von Ordu) horizontal gelagerte, eocäne Flyschsandsteine mit Eruptivtuffen ab.

Ich schloß aus seinen Beobachtungen, daß die vulkanischen Ausbrüche im Eocän begannen und ihren Höhepunkt hier ebenso wie in dem verwandten Eruptivgebiet von Galatien während der Mitteltertiärzeit erreichten.

Die Angaben, welche KOSSMAT über des Hinterland von Trapezunt und Körele machen konnte, beweisen lediglich, daß entsprechend meiner Beobachtung über das Vorkommen von Biotitkristallen im Senon von Ordu Vorläufer der Tertiär-Ausbrüche schon die obere Kreidezeit kennzeichnen. Die Unerheblichkeit der bisher nur an zwei Punkten Nordanatoliens beobachteten, wenig bedeutsamen Oberkreideergüsse gegenüber den 1—$1^1/_2$ km Mächtigkeit erreichenden Tertiärausbrüchen kann nicht dem mindesten Zweifel unterliegen. Ich habe also die Bedeutung der von KOSSMAT gesehenen Erscheinungen für die Bestimmuug des Eruptionsbeginns im pontischen Gebirge nicht überschätzt. Im Gegenteil: Gerade die Verhältnisse des pontischen Küstengebirges, eines der gewaltigsten Eruptivgebiete der Erde, bilden nach wie vor eine gewichtige Bestätigung der von ARRHENIUS und mir vertretenen Theorie des Zusammenfallens von klimatischen Wärmeperioden mit Phasen intensiver vulkanischer Tätigkeit. Die Geringfügigkeit der Eruptionen in der Oberkreide und die räumliche und vertikale Bedeutung der Ausbruchsmassen der Tertiärzeit geht besonders aus dem Vergleich mit Südanatolien hervor: Im Tauros und Amanos sowie in Syrien und Ägypten fehlt jede Andeutung vulkanischer Ausbrüche im Verlauf der wohlentwickelten Kreidesedimente. Daß auch KOSSMAT die jüngeren Eruptivgebilde für die wichtigeren hält, geht aus seiner Zusammenfassung p. 381 hervor:

Im Eleutale gegen die Küste wandernd, quert man eine ungeheure Folge von vorwiegend seewärts fallenden vulkanischen Gesteinen der jüngeren Serie. Über dem Kreidebande von Esseli folgen basaltähnliche, feinkörnige Augitandesite.

Sehr verbreitet sind ferner in diesem ganzen Gebiete vulkanische Agglomerate mit Augititbrocken.

Zwei Tagestouren im Osten von Trapezunt zeigten einfache Verhältnisse: eine Deckc tertiärer basischer Eruptivgesteine, welche auf einem in unregelmäßigen Aufschlüssen bloßgelegten Untergrund von marinen oberkretazischen Schichten aufruht.

Kreideschichten waren an zwei Stellen deutlich unter der Eruptivdecke aufgeschlossen. Die erste lag bei Pechlivan, nahe der neuen Straße, die zweite am Kalon Oros, einer sanften Schwelle am Hange des Lavaplateaus zwischen Seftar und dem Sachurfluß; hier tritt gleichfalls Mergel in Verbindung mit tonigen Lagen zutage und enthält bezeichnende Fossilien, wie: *Micraster* cf. *coranguinum* KLEIN, *Inoceramus* sp., *Ammonites* sp.

4. Oberkreide und Eocän im Niederen Tauros. (Antitauros.)

Von besonderer Wichtigkeit ist die oben beschriebene ziemlich reiche, wenngleich nur z. T. in wohl erhaltenen Stücken vorliegende **Fauna des Senon**.

Die nächsten Beziehungen bestehen hier nicht zu den räumlich am wenigsten entfernten Vorkommen, d. h. zu Syrien oder Nordanatolien. Die letzteren — vor allem die Vorkommen von Ordu und Trapezunt — zeigen noch im wesentlichen die Kreidegesteine, die wir aus Nordeuropa kennen. Von diesen nordanatolischen Vorkommen kommt allerdings *Gryphaea vesicularis* auch im Amanos vor. Doch ist dies eine weltweit, z. B. bis Luristan, Nordafrika und Südindien verbreitete Form. Dagegen ist die reichste und berühmteste syrische Senonfazies, die der kalkigen Fischschiefer von Sachel Alma im Tauros nicht bekannt.

Die nächsten Beziehungen zeigt das taurische Senon vielmehr zu dem gleichalten Vorkommen des Niederen Tauros oder Antitauros, wo z. B. der bezeichnende noch weiter südlich vordringende *Spondylus subserratus* DOUVILLÉ vorkommt.

Obwohl der Fund eines *Inoceramus* eine exaktere Bestimmung nicht zuläßt, so gibt er uns doch Aufschluß über eine kretazische Überlagerung im Antitauros. Dieses Vorkommen steht zu dem südwestlich davon durch den Berut dagh (Baradun dagh bei TCHIHATCHEFF) getrennten kretazeischen Ablagerungen von Geben (Gaban) in Beziehung, welche ihrerseits wohl mit der Kreide des Achyr dagh (Marasch dagh) im N von Marasch in Beziehung treten dürfte.

Eocän. Unter dem Material vom Antitauros befindet sich endlich ein gelblicher Kalk, der ganz erfüllt ist von verschiedenen Nummulitenarten.

Das Gesteinsstück stammt aus dem Hügelland NW von Schahr und trägt die Bezeichnung „am unteren Tekkesu vor Kajabunar". Jedenfalls ist dieser Fund von Eocän im inneren Antitauros von Bedeutung und bildet ein Zwischenglied des im N von Schahr auf der Karte von TCHIHATCHEFF eingetragenen Eocänzuges, der hier mit dem Chansir dagh (Djalaghan dagh) endet, und den im S und W vom Antitauros auftretenden alttertiären Sedimenten. Das Gestein des Fundortes „Schahr" ist ein gelblicher, nummulitenreicher Kalk und offenbar ident mit den eocänen Ablagerungen, die TCHIHATCHEFF vom Karamas dagh im Osten von Kaisarie beschreibt (50 km NW von Schahr), wo sich in einem schmutziggrauen oder gelblichen Kalk neben vielen Bilvalven vorzüglich Nummuliten in großer Menge finden (*Nummulites laevigata* LAM., *scabra* LAM., *Ramondi* DEFR., *biaritzensis* D'ARCH., *granulosa* D'ARCH., *spira* DE ROISSY).

Der Achyr dagh, auf dem die Kreidefossilien *Actaeonella gigantea* SOW. und *Janira Blanckenhorni* BROILI gefunden wurden, ist ein im allgemeinen ostwestlich streichender Bergzug im Norden von Marasch und mit dem Marasch dagh SCHAFFERS ident, der nach diesen Ausführungen die südlichste Antitauroskette bildet, und seiner Ansicht nach zu miocäner taurischer Zeit gefaltet wurde. Nach den Erfahrungen SCHAFFERS besteht der Marasch dagh aus oberer Kreide, Eocän und Miocän. Auch BLANCKENHORN führt von dort bereits Kreidefossilien an, und zwar von Arablar nordwestlich Aintab auf dem Wege nach Marasch Rudistenkalk mit Rudisten und *Nerinea* cf. *Fleurieusicana* D'ORB. (Tafel 8, Fig. 2.)

Actaeonella gigantea[1]) erinnert in ihrer Erhaltung ungemein an gewisse Vorkommen der Gosau in den nördlichen Kalkalpen. Den eingehenden Untersuchungen von J. FELIX zufolge, nach welchen die Gosauschichten vom Angoumien (Ober-Turon) bis in die Maestrichtstufe reichen, fallen die Schichten, in denen neben anderen Formen *Actaeonella gigantea* vorkommt, in das Untersenon (oberes Santonien), nicht in das Turon. Hiernach ist im Gebiete von Marasch außer den von BLANCKENHORN erwähnten Mergeln, welche die cenomanen *Buchiceras*-Schichten repräsentieren, auch noch das untere Senon entwickelt.

---

[1]) Actaeonellen konnte ich — leider in nicht näher bestimmbarer Form — auch in den mittleren rötlichen Kalken der Großen Tschakitschlucht im Tauros auffinden.

5. Südwestpersien. (Luristan.)

Die Vergleichung zwischen dem Hohen Tauros und Luristan wird dadurch erschwert, daß aus dem zwischen beiden liegenden Niederen oder Antitauros nur einige wenige Arten bekannt sind. Immerhin ist die Ähnlichkeit bemerkenswert. Man denkt, um diese Beziehungen zu erklären, unwillkürlich an die Übereinstimmung der Schichtfolge, d. h. daran, daß in den fernen südöstlichen persischen Ketten die höhere Kreide nach derselben Lücke ebenso über das Karbon transgrediert wie im Tauros uud Antitauros.

Mit den obersenonen Kalken des weit über 1000 km entfernten Luristan stimmt vor allem das Vorkommen der bezeichnenden Seeigelgattung *Pygurostoma* überein. Dazu treten einige Zweischaler wie *Spondylus subserratus*, eine große *Perna*, *Lucina*, sowie die in beiden Gebieten häufigen, allerdings spezifisch abweichenden *Cardita*-Arten.

Über Luristan (Grenze von Persien und Mesopotamien) und seine Kreide liegen die Untersuchungen Douvillés (nach den Sammlungen von de Morgan) und Broilis (nach den von Grothe gesammelten Stücken) vor:

Von einer der Haupterhebungen Luristans, dem 2600 m hohen Walemtär, stammen zwei bezeichnende Cephalopoden:

Schloenbachia inflata Sow. und
Desmoceras (*Puzosia*) *Gaudama* Forbes,

die sowohl im oberen Gault als auch im Cenoman auftreten. H. Douvillé hat weit reichhaltigeres Material aus der dortigen Gegend untersucht und konnte daher ältere kretazische Ablagerungen feststellen, nämlich das Aptien von Kuh Walemtär (dem gleichen Bergkegel, wo auch Grothe das beschriebene Material gesammelt hatte), mit *Acanthoceras Cornueli* d'Orb., *Terebratula Dutemplei* d'Orb. und anderen. Ferner konnte Douvillé auf Grund weiterer Funde dort Gault (Vraconnien) und Cenoman trennen.

Nach den Angaben Douvillés ist die petrographische Beschaffenheit von Vraconnien und Cénomanien so ähnlich, daß sich keine Grenze zwischen beiden feststellen läßt. Von Interesse ist der Umstand, daß das Material Douvillés aus der Nähe des Gipfels des 2480 m hohen „Kebir-kuh" stammt. Es liegt infolgedessen der Schluß nahe, daß zwei der Hauptrhebungen des Gebirges Puscht-i kûh, der Walemtär und der Kebir-kuh von Ablagerungen der mittleren Kreide gebildet werden.

Mit vollem Recht konnte DOUVILLÉ auf Grund seines Materials auf Beziehungen zu der Utaturgruppe Indiens hinweisen — der spätere Fund von *Desmoceras Gaudama* FORBES durch Herrn Dr. GROTHE am Walemtär spricht ebenso für diese Annahme.

An weiteren senonen Fossilien lagen BROILI aus dem Gebiet des Puscht-i-kûh vor:

	Fundort:
Actinophyma spectabile COTT. et GAUTH. .	Amleh.
Ostrea dichotoma BAYLE	Tschauistal.
Gryphaea vesicularis LAM. Amanos und Ordu	Dallau.
Spondylus subserratus H. DOUVILLÉ. Tauros (Kuschdjular, Eminli[1])	Abstieg vom Schâhnadjir zum Dallaufluß.
Plicatula hirsuta COQ.	Abstieg vom Schâhnadjir zum Dallaufluß.

Nach DE MORGAN und H. DOUVILLÉ (p. 254) läßt das dortige Senon — Turon ist bis jetzt noch nicht nachgewiesen — zwei deutliche Horizonte in verschiedener Ausbildung übereinander erkennen. Der untere ist charakterisiert durch das häufige Vorkommen von Seeigeln („Couches à Oursins"), das DOUVILLÉ dem Campanien gleichstellen möchte. Die Fauna ist gekennzeichnet durch *Hemipneustes persicus* COTTEAU et GAUTHIER und zeigt unleugbare verwandtschaftliche Beziehungen zu gleichaltrigen algerischen Vorkommen, unterscheidet sich aber von diesen durch einige besondere Typen, wie die Gattung *Iraniaster* COTTEAU et GAUTHIER und das Fehlen von *Echinocorys* und *Micraster*.

Das obere Niveau enthält eine sehr reiche Molluskenfauna, in den höheren Horizonten besonders Gastropoden, und entspricht der oberen Maestrichter sowie vielleicht noch der Dänischen Stufe. Diese gastropodenreichen oberen Horizonte sind hauptsächlich entwickelt auf der Ostseite des „Kuh Mapeuil" (Mapöl), ungefähr 50 km westlich von Chorrämâbâd, und werden besonders durch das Vorkommen tertiärer Vorläufer interessant, obwohl das Auftreten von *Omphalocyclus macropora* LAM., *Ornithaster Douvillei* COTT. et GAUTH., *Hippurites cornucopiae* DEFR. und *Hantkenia* die Bestimmung als Kreide rechtfertigt (DOUVILLÉ, p. 283).

---

[1]) Vergl. Taf. X, Fig. 3a—c. Die bei Eminli und Kuschdjular nicht seltenen Steinkerne zeigen stärkere Radialrippen und dazwischen feine Streifen; sie stimmen in jeder Hinsicht mit den Abbildungen und Beschreibungen DOUVILLÉS und dem Originalexemplar BROILI's überein.

Vergl. H. DOUVILLÉ in J. de Morgan. Mission scientifique en Perse. T. III. Etud. géol. Part IV. Paléontologie. Mollusques fossiles S. 268, T. 35, Fig. 8—14; 1904 und BROILI: Geologische und paläontologische Resultate der GROTHE'schen Vorderasienexpedition 1906/07 p. 58

Ergebnisse.

Die im wesentlichen mittelsenonen Plänerkalke von Kuschdjular, Eminli, dem Kessekberg, Kis kalé und Gözna enthalten neben noch zu bestimmenden Korallen und Foraminiferen die folgenden auf Tafel X—XX abgebildeten Arten:

Natica (*Euspira*) cf. *Stoddardi* Hislop,
Natica (*Ampullina*) sp.,
Pleurotomaria (*Leptomaria*) cf. *indica* Forbes,
Ostrea Deshayesi Coquand var. *Osiroides* Frech,
Pecten Royanus (d'Orb.) Zittel (?),
Pecten (*Aequipecten*) *asperulinus* Stoliczka,
Pecten (*Aequipecten*) *tschakitensis* n. sp.,
Pecten (*Chlamys*) *serratus* Nilss. var. nov. *kuschdjulariensis*,
Pecten muricatus Goldf. var.,
Janira quadricostata Sow. sp.,
Janira quadricostata var. nov. *Feili*,
Janira Blanckenhorni Broili,
Perna cf. *valida* Stoliczka sp.
Spondylus subserratus H. Douv.
Avicula cf. caudigera Zitt.
Protocardia cf. hillana Sow. (Tafelerkl.)
Lucina cf. luristana Douv. (Tafelerkl.)
Cyprina (*Veniella*) cf. *lineata* Shumard, (Obersenon, Gülgedik Pass),
Cytherea cf. *lassula* Stoliczka,
Cytherea Rohlfsi Quaas ?,
Cytherea aff. *sculpturata* Stoliczka,
Cardita Beaumonti d'Arch. var. nov. *cilicica*,
Cardita Mavrogordati n. sp.,
Anatina aff. *Royana* d'Orb. sp.,
Panopaea rustica Zittel,
Panopaea frequens Zittel (?),
Clypeaster cretacicus n. sp.,
Clypeaster hetiticus n. sp.,
Micraster cor testudinarium Goldf. ?,
Pygurus (*Pygurostoma* ?) *cilicicus* n. sp.

Es ergibt sich aus der vorstehenden Übersicht eine gleichmäßige Verbreitung einer Fauna des unteren und mittleren Senon über weite Gebiete der taurischen Ketten.

Andeutungen oder Faunulae sind vorhanden vom Gault (in Luristan), Cenoman (bei Adalia und in Luristan), vom Emscher (im Kurdengebirge), Obersenon (im Tauros und in

Luristan), Obersenon — Dänische Stufe (in Luristan) und unterstem Eocän (bei Marasch und Katma).

Der oberste Grenzhorizont der lurischen Kreide fehlt im Niederen und Hohen Taurus ebenso wie eine Vertretung des tiefsten Eocän in dem letzteren Gebirge. Nur der Hauptnummulitenkalk ist im Amanos (bei Osmanié), im Hohen und Niederen Tauros sicher und an verschiedenen Punkten vertreten.

Auffällig gering sind die Beziehungen der taurischen Kreide zu der Nordanatoliens, des Libanons und Palästinas. Diese faunistischen Beziehungen beruhen vornehmlich auf Faciesunterschieden. Daß dagegen nahe verwandte oder idente Arten in dem Senon des Tauros, in der alpinen Gosau, im Senon Westdeutschlands und Südhollands, ja sogar im Emscher von Texas und im Amanos vorkommen, beweist, daß in der oberen Kreide Klimazonen und Faziesentwickelung i. a. wichtiger sind als die eigentliche Tiergeographie der Ozeane. In dieser letzteren Hinsicht ist die Häufigkeit zweier typischer *Clypeaster*-Arten sowie eines großen zwischen *Pygurus* und *Pygurostoma* stehenden Seeigels[1]) (*P. cilicicus*) die eigenartigste Erscheinung im Tauros.

[1]) Wenn *Pygurus* und *Pygurostoma* in der üblichen Systematik zu verschiedenen Unterfamilien gestellt werden, während die neue Art zwischen den beiden Gattungen steht, so beweist dies wohl nur die allzu scharfe Ziehung der systematischen Grenzlinien.

IV.

Erdgeschichte und Gebirgsbau Anatoliens.

Allgemeine Übersicht der Erdgeschichte[1]).

(Hierzu die Übersichtskarte.)

Eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten über die Erdgeschichte, den Gebirgsbau und Vulkanismus[2]) Anatoliens

---

[1]) Vergleiche die Übersichtstabellen auf S. 2 (Faltungszonen), S. 3 (Nord- und Südanatolien), S. 265 (Kreidegliederung des Tauros), S. 200 (Eruptivdecken), S. 224 (Devon d. Bosporus), S. 310 (Karbon von Nordanatolien).

[2]) Zusammenstellungen allgemeiner Art habe ich veröffentlicht:

1. Über den Vulkanismus Kleinasiens in PETERMANNS Mitt. 1914. p. 165, 212, 270.

2. Über den Einfluß der Erdbeben auf die Baukunst Kleinasiens im Jahrbuch Naturwissenschaftl. Forschung herausgegeben von ABDERHALDEN — Berlin 1913, 287 - 308; 1 Tafel.

3. Über nutzbare Mineralvorkommen Anatoliens im Glückauf (Essen) 51. Jahrg. Nr. 16, p. 381 - 387, Nr. 17, p. 412—418, Nr. 18, p. 438—443, Nr. 19, p. 464—470. Mit Karte der Lagerstätten. Als besonderes Heft außerdem in der H. GROTHE'schen Samml. „Wirtschaftsleben der Türkei I.", Berlin G. Reimer 1916.

Einzelfragen werden behandelt:

4. Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1910. Bd. 1, p. 1—24. 2 Taf. u. 3 Textfiguren.

5a. Über den Gebirgsbau des Tauros. Briefliche Mitteilung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1911. Nr. 10, 1—7.

5b. Über den Gebirgsbau des Tauros in seiner Bedeutung für die Beziehungen der europäischen und asiatischen Gebirge. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. 1912. LII. p. 1177—1196.

6. Über die geologisch-technische Beschaffenheit und die Erdbebengefahr des Bagdadbahngebietes bis zum Euphrat. 40 pp. Großfolio. Als Manuskript gedruckt. Frankfurt a. M. 1912. Ref. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1913. Bd. 1, p. 126—138.

7. Die Täler des Tauros (Die Naturwissenschaften Berlin) 1912, p. 56. Mit Abb.

8. Zusammenhang der asiatischen und europäischen Gebirgssysteme. PETERMANNS Mitt. 1914. p. 68—71.

9. Der Kriegsschauplatz am Schwarzen Meer und in Transkaukasien. Geographische Zeitschrift. Bd. 21, Heft 6, 1915. p. 305—321. 2 Tafeln.

10. Die Dardanellen und ihre Nachbargebiete. Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1915. Nr. 6, p. 1—11. 1 Tafel.

bisher bekannten Tatsachen möge den Abschluß meiner Reisestudien bilden. Es sei zur Veranschaulichung der in den letzten zwei Jahrzehnten erreichten Fortschritte zunächst an die oben p. 204—206 wiedergegebene erdgeschichtliche Übersicht E. NAUMANNS erinnert.

1. Urgebirge und Palaeozoikum.

Die Urgesteine Gneis, Granit[1]), Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Tonglimmerschiefer setzen wahrscheinlich unter der tertiären Bedeckung große Teile des Inneren von Anatolien zusammen, nehmen vor allem aber auch im nordwestlichen Küstengebiet weite Räume ein; das Grundgerüst der Troas und der Insel Lesbos besteht ganz aus diesen Gesteinen, die hier eine wenig unterbrochene Brücke zu der rumelischen Scholle bilden.

Einzelne Vorkommen von reicherer Erzführung — Gänge von Bleiglanz und Zinkblende sowie Magnetit bei Edremid und Awdschilar sowie das Zinnobervorkommen bei Konia — sind an das Urgestein geknüpft.

Ob die Tonglimmerschiefer (z. B. die des Sultan dagh), die Chloritschiefer Kappadokiens u. a. der palaeozoischen oder der praekambrischen Schichtenreihe angehören, läßt sich nicht entscheiden. Eine Zusammenfassung von Palaeozoikum und kristallinen Schiefern war auf der Übersichtskarte schon deshalb notwendig, weil paläozoische Versteinerungen nur ganz vereinzel vorkommen.

Die paläontologischen Funde verbürgen das Vorkommen des Untersilur mit *Phycodes* im Antitauros und im Amanos (Giaur dagh) bei Bagtsché.[2]) Am letzteren Orte sind Quarzite

11. Die Salzseen Anatoliens und ihre Bedeutung für das Problem der Entstehung der Salzstöcke der Erdrinde. Zeitschr. Scientia, Bd. 17, 1915. Bologna—Leipzig. 229—236. Mit Karte.

Die vollständige Bibliographie der geologischen Litteratur über Anatolien hat bis zum Jahre 1903 G. v. BUKOWSKI in den Verhandlungen des Wiener Internationalen Geologenkongresses gegeben.

Ein umfassendes, landeskundliches Werk über die Bagdadbahn und die von ihr aufgeschlossenen Gegenden (herausgegeben unter Mitwirkung von Feldmarschall Freih. VON DER GOLTZ-Pascha †, v. LUSCHAN, TH. WIEGAND, Generaldirektor GÜNTHER (Konstantinopel), F. SARRE u. a., Verlag von DIETRICH REIMER Berlin) war im Augenblick des Kriegsausbruches etwa zur Hälfte fertig gedruckt; seine Herausgabe ist bis zum Friedensschlusse vertagt worden.

[1]) Versehentlich ist auf der Erklärung der Übersichtskarte die Bezeichnung „Granit im Norden und Zentrum" hinter „Serpentin" ausgefallen.

[2]) Die Berichte des leitenden Ingenieurs über die im Bagtsché Tunnel angetroffenen Gesteine sind den Begleitworten zu Taf. XXIV beigefügt.

mit bezeichnenden Kriechspuren (*Fraena* = *Cruziana*) und einem Trilobitenrest (*Acaste*) den Tonschiefern eingelagert, die das Gestein des im Sommer 1915 durchgeschlagenen Tunnels bilden.

Eine schlammige z. T. sandige Flachsee, in der große und kleine Trilobiten den Boden belebten — das ist das geologische Bild der ältesten bekannten Schichtengruppe von Anatolien.

Die ältesten aus dem Norden Kleinasiens bekannten Bildungen sind — neben einem vereinzelten Obersilurvorkommen mit *Halysites catenularius* — die Tonschiefer, Grauwacken und Quarzite des Unterdevon, das die beiden Ufer des Bosporus sowie den größeren Teil der bithynischen Halbinsel aufbaut. Die beiden aufeinander folgenden Perioden des Silur und Devon sind also an den entgegengesetzten Küsten Anatoliens durch ähnliche Gesteine vertreten. Ein flaches, von schlammigen oder sandigen Ablagerungen erfülltes Meer, in dem diese Schichten abgelagert wurden, besaß die größte Ähnlichkeit mit den entsprechenden gleichalten Bildungen des östlichen rheinischen Schiefergebirges. Auch die am Bosporus (z. B. bei Therapia) gefundenen Versteinerungen gehören denselben Arten wie am Mittelrhein an. In den ältesten Ablagerungen des durchweg stark gefalteten Devon wiegen kalkige Schichten vor, während mittlere und jüngere Devonbildungen nur durch vereinzelte Funde angedeutet sind.

Karbon und Rotliegendes im Nordosten.

Auf der bithynischen Halbinsel werden diese der Mitte der paläozoischen Ära angehörenden Schichten ungleichförmig durch Schiefer und Kalke der unteren und mittleren marinen Trias von Ismid überlagert. Die Lücke der Überlieferung entspricht somit der ganzen Steinkohlenformation und der Dyas und diese Lücke wird erst viel weiter östlich in der Gegend von Eregli, Songuldak und Amastra durch Ablagerungen der genannten fehlenden Formationen ausgefüllt. Einen Überblick der älteren Schichtenfolge bei Songuldak gewährt die folgende Tabelle:

Nach Schlehan, Ralli[1]), Douvillé und Zeiller umfaßt die Schichtenfolge der Küstengebiete zwischen Heraklea und Amastra die folgenden Horizonte:

Ober-Kreide	Violetter Kreidemergel m. Inoceramen u. Ammoniten
	Gelber fossilleerer Sandstein v. Vely Bey
Unter-Kreide	Requienienkalk
	Urgonkalk mit *Orbitulina lenticularis*
	Festes Conglomerat mit tonig-kalkigem Bindemittel

[1]) G. Ralli: Le bassin houiller d'Heraclée. Ann. de la soc. géol. de Belgique. 23, 151.

		mittl. Gasgehalt der Steinkohle
Dyas	Rote und bunte Sandsteine. Schiefer und Conglomerate (ob. Dyas); Rotliegendes mit *Taeniopteris* bei Mersiwan	
Ober-Carbon	Ob. Saarbrücker Stufe „Stufe der Caradons", 4 Flöze von je 1—1,5 m Mächtigkeit in 1—2 m gegenseitiger Entfernung	32,7 %
	Unt. Saarbrücker Stufe („Westphalien"). Höhepunkt der Kohlenbildung: Stufe von Coslu. 28 bauwürdige Flöze mit zusammen 43 m Kohle u. 786 m Gebirge. Flöz Nr. 14 bis 6,8 m mächtig. *Mariopteris muricata*, *Sphenopteris Hoeninghausi*	35 %
	Sudetische Stufe. „Stufe von Alagda Agzi" m. mehreren Flözen. *Sphenoph. tenerrimum*, *Sphenopt. distans*, *Larischi*, *divaricata*. *Adiantites tenuifolius*, *Asterocalamites scrobiculatus*.	40,2 %
	Konkordanz	
Unterkarbon:	Mächtige Kalke mit *Syringopora ramulosa*, *Productus giganteus*.	

Der südlich von Songuldak auftretende Kohlenkalk stellt eine reine korallenreiche Kalkablagerung dar und ist geologisch wegen der Ähnlichkeit seiner Entwickelung mit dem taurischen Kohlenkalk wichtig. Bei Songuldak wie bei Belemedik an der Bagdadbahn konnte ich die auch sonst weit verbreitete Koralle *Syringopora ramulosa* GOLDF. nachweisen. Nur in drei geologischen Perioden — dem Kohlenkalk, der Oberkreide und dem Eocän sind aus dem Norden und Süden Anatoliens marine Schichten von gleicher Ausbildung bekannt. Sonst weisen diese Gebiete lediglich einschneidende Verschiedenheiten auf. Die Verschiedenheit beginnt mit dem Fehlen des Untersilur im Norden sowie des Obersilur im Süden und ist besonders ausgeprägt in der oberen oder produktiven Steinkohlenformation, die aus dem Tauros und den Taurosketten nicht einmal andeutungsweise bekannt ist.

In dem nördlichen Anatolien (dem alten Paphlagonien, dem heutigen Vilayet Kastamuni) zieht sich in der Mitte der Karbonperiode das Meer gänzlich zurück und wir begegnen der Steinkohlenformation in einer rein kontinentalen, sehr flözreichen Entwickelung, die am meisten an die Vorkommen von Waldenburg und Saarbrücken erinnert.

Die weite Verbreitung der Steinkohlenpflanzen ist eine von vielen Beobachtern bestätigte Tatsache. Nach meinen Wahrnehmungen geht die Übereinstimmung so weit, daß die häufigsten Pflanzenarten des mittleren Oberkarbon Europas wie *Mariopteris muricata* und *Sphenopteris Hoeninghausi* auch bei Songuldak durch besondere Häufigkeit ausgezeichnet sind. Eigen-

tümliche Arten sind nach den Untersuchungen ZEILLERS bei Songuldak recht selten. Die Sumpfwälder der Steinkohlenzeit behielten also über ganze Weltteile hin ihren gleichförmigen Charakter bei und beweisen eine einheitliche Gestaltung der klimatischen Bedingungen.

Die Übereinstimmung mit dem Kohlenbecken von Waldenburg setzt sich noch in höhere Schichten fort. Nach einem allerdings vereinzelten, zwischen Amasia und Mersiwan (in der Gegend des Halys) gemachten Funde von *Taeniopteris multinervis* kommt auch das Rotliegende in der kontinentalen Entwickelung dort vor.

Dyadischer Fusulinenkalk im Westen.

Ganz abweichend von Paphlagonien sind die ober-paläozoischen Vorkommen im Westen Kleinasiens. Abgesehen von dem auf Kos nachgewiesenen Kohlenkalk[1]) liegen rein marine Kalke der Dyas, die z. T. vielleicht in das Oberkarbon hinabreichen und zwar von Chios, Hadjiveli-oglu und Balia Maden in Mysien vor. Die vom letzten Orte durch ENDERLE beschriebene reiche Tierwelt steht auf der Grenze zu der Dyas. Die Fusuliniden deuten jedoch lediglich auf Dyas hin.

Als Nachtrag des V. Heftes der PHILIPPSONschen Kleinasien-Studien finden sich wichtige, auf Neubestimmungen DYHRENFURTHS beruhende Angaben über das Alter der marinen jungpaläozoischen Kalke des westlichen Kleinasien. Es wurden bestimmt:

Von Balia-Maden:

Fusulina complicata, SCHELLWIEN,
„ *vulgaris* var. *fusiformis* SCHELLW.,
Neoschwagerina craticulifera SCHELLW.
(Alter: Paläodyas; Trogkofelkalk),
„ *globosa* YABE (Alter: Unter- bis Mitteldyas),

Von Hadjiveli-oglu:

Fusulina complicata, SCHELLWIEN,
Verbeekina Verbeekii v. STAFF (Alter: Dyas),
Schwagerina princeps (?) EHRENBERG.
Neoschwagerina globosa YABE (Alter: Unter- bis Mitteldyas).

Das stratigraphische Ergebnis DYHRENFURTHS über die Fusuliniden ist: „Auf Grund der Foraminiferen ist für die Kalke von Balia-Maden und Hadjiveli-oglu", die bisher allgemein dem Karbon zugerechnet wurden, „dyadisches Alter sichergestellt; ob ein Teil der Kalke noch dem Oberkarbon angehört, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden". Auch das Alter der übrigen Fundpunkte dürfte mehr der Dyas

[1]) Ich konnte aus dem von Prof. PLIENINGER mitgebrachten Material *Hallia* (*Caninia*) *cylindrica* bestimmen.

(Perm) als dem Karbon entsprechen. SCHELLWIEN hatte dagegen noch alle Fusulinen Kleinasiens ins Oberkarbon oder „Permokarbon gestellt. Dementsprechend ist also auf der geologischen Karte PHILIPPSONS nunmehr die Zeichenerklärung für c k in „Karbon und Dyas“ umzuwandeln. Technisch und nationalökonomisch ist das Vorkommen des klimatischen Dyaskalkes bedeutsam, wenn auch nur in negativer Hinsicht:

Überall wo das Oberkarbon und ältere Dyas durch pelagische Meeresabsätze vertreten ist, schwindet jede Aussicht auf die Auffindung von Steinkohle. Das westliche Kleinasien kommt für Kohlenfunde[1] daher ebensowenig in Betracht, wie Griechenland und Dalmatien. In den beiden genannten Gebieten ist (z. B. in Attika, auf Hydra und bei Spizza) das rein marine Oberkarbon durch C. RENZ und BUKOWSKI nachgewiesen worden.

2. Das Mesozoikum.

Trias, Jura und Kreide sind besonders im Norden (Trias und Kreide), z. T. auch im Westen Anatoliens und zwar ausnahmslos durch Meeresablagerungen vertreten. Im Tauros ist dagegen nur obere Kreide bekannt. Allerdings ist die Frage, ob eine ununterbrochene Meeresbedeckung die Nordküste des schon früher — in unbestimmter Zeit — entstandenen zentralanatolischen Rumpfes bedeckte, nicht zu lösen. Denn die bisher nachgewiesenen organischen Reste entstammen aus ganz verschiedenen, z. T. weit voneinander entfernten Vorkommen

Untere und versteinerungsreiche mittlere Trias ist bisher nur aus der Gegend von Ismid (Nikomedia) bekannt. Doch läßt ihre Übereinstimmung mit den Vorkommen von Chios und dem Königreich Griechenland (Hydra, Epidauros) auf eine weite Ausdehnung des alten Oceans schließen. Andeutungen der marinen oberen Trias sind aus der Unterstufe von der bithynischen Halbinsel und ferner von Balia Maaden in Mysien bekannt. (Schichten mit *Spirigera Manzavinii*).

In der vor kurzem erschienenen Monographie der bithynischen zuerst durch TOULA beschriebenen Trias gibt G. v. ARTHABER[2]) eine Übersicht über die Stratigraphie und die durch die Bearbeitung des Fossilmaterials ermittelten Faunen. Faunistisch vertreten sind folgende Triasstufen:

1. Werfener Schichten bei Gebseh (nach TOULA diskordant

---

[1]) Abgesehen von vereinzelten tertiären Braunkohlen.

[2]) G. v. ARTHABER: Die Trias von Bithynien (Anatolien). (Beiträge z. Geol. u. Paläontologie Österreich-Ungarns etc. 27. Wien 1914. 85—206. 8 Taf. 19 Textfig.) Ref. von C. DIENER, N. Jahrb. 1915 II.

auf Verrucano), in ihrer oberen kalkigen Abteilung mit einer bezeichnenden Bivalvenfauna.

2. Anisische Stufe. Bei Diliskelessi Crinoidenkalke, darüber hornsteinreiche Mergelkalke mit der Trinodosus-Fauna. Neben 16 mediterranen Ammonitenspezies finden sich 14, die auf den anatolischen Muschelkalk beschränkt sind. Dazu kommt noch ein verhältnismäßig starker Einschlag indischer Faunenelemente, der sich insbesondere in dem Auftreten mehrerer Arten der Untergattung *Hollandites* DIEN. und des *Acrochordiceras Balarama* DIEN. zu erkennen gibt.

3. Ladinische Stufe, deren obere Grenze ARTHABER jetzt unter den Cassianer Schichten zu ziehen vorschlägt. Graugrüne, harte Mergelkalke mit Hornsteinschnüren außer bei Diliskelessi auch bei Tepeköi und Tscherkessli. Auf Buchensteiner Schichten weisen nur *Daonella indica*, *D. tripartita* und *D. Taramellii* in den tieferen Schichten des ladinischen Komplexes hin. Besser charakterisiert ist das Wengener Niveau durch *D. Lommeli* und 6 alpine Ammonitenspezies (darunter *Protrachyceras Archelaus* LBE.), neben denen nur zwei spezifisch anatolische Arten sich finden.

4. Karnische Stufe. Die Fazies der Mergelkalke und Hornsteinkalke reicht bis in die karnische Stufe hinauf. Das Aonoides-Niveau ist wesentlich besser charakterisiert als jenes von St. Cassian, für das eigentlich nur ein Ammonit (*Protrachyceras acuto-costatum* KLIPST.) geltend gemacht werden kann. In der Aonoides-Fauna treten zu 9 bereits bekannten Arten noch 5 neue hinzu, darunter möglicherweise auch das einzige neue Cephalopodengenus der anatolischen Trias, *Ismidites*.

Weder die *Subbullatus*-Fauna des Oberkarnikums noch die norische Stufe sind bisher in Bithynien nachgewiesen worden.

Dagegen konnte ich nach PLIENINGERS Funden Zlambachkorallen von Kos bestimmen und auch weiter südlich scheint nach SCHAFFER Obertrias vorzukommen.

Die Triasfauna Bithyniens umfaßt 101 Spezies, darunter 60 Ammonoidea, 6 Nautiloidea, 3 Belemnoidea, 7 Gastropoda, 10 Lamellibranchiata, 12 Brachiopoda, 2 Crinoidea und eine Koralle.

Der Trias-Ocean erstreckte sich, ebenso wie das Meer der Juraperiode als ein großes Mittelmeer durch den von den heutigen Hochgebirgen Europas und Asiens eingenommenen Raum von Westen bis nach dem fernen Osten. Aber abweichend von den eingehenden Untersuchungen im Himalaya sind die aus Anatolien vorliegenden Funde der Trias bisher vereinzelt. Nur so viel scheint sicher zu sein, daß die zentralanatolische Rumpfmasse sich weit nach Süden erstreckte.

Aus dem ganzen Tauros und Amanos sind Ablagerungen der Jurazeit unbekannt. Erst im Libanon ist oberer Jura in geringer und am Hermon in reicher Entwickelung bekannt.

Aus dem Norden Anatoliens kannte schon TSCHIHATCHEFF Kalke des oberen Jura, die neuerdings durch R. LEONHARD in weiterer Verbreitung nachgewiesen wurden. (Kalk mit *Peltoceras annulatum.*) Außerdem sind ammonitenreiche Liaskalke verschiedener Altersstufen (durch POMPECKJ, MEISTER und v. PIA [1])) nachgewiesen worden. Das wenige, was wir über die marinen Absätze der Trias- und Juraformation Anatoliens kennen, ist in der obigen Tabelle S. 3 vereinigt.

Die beiden Abteilungen der Kreideformation zeigen in Anatolien wie in weiten Teilen der Nordhemisphäre eine ungleiche Verbreitung. Die marinen Absätze der unteren Kreide sind auf engere Gebiete beschränkt, das Meer der oberen Kreide greift weithin über alte Kontinente hinweg und ist entsprechend der Farbengebung der Karte noch vielfach eng mit dem Eocän verbunden.

Untere marine Kreide ist nur aus der Gegend von Songuldak bei Eregli und zwar in einer Entwickelung bekannt, die ziemlich gut mit den bei Athen (Insel Hagios Georgios) und in der Argolis von C. RENZ und mir gefundenen Kalken übereinstimmt. Es wäre somit denkbar, daß das nordanatolische Meer der Trias- und Jurazeit in seiner westlichen Ausdehnung bis in die untere Kreideperiode fortdauerte. Doch sind bisher noch recht wenig organische Reste aus diesen Gegenden nachgewiesen worden. Um so verbreiteter sind die Meeresabsätze der oberen Kreide aus dem Norden, Westen und Süden Kleinasiens. Für eine Überflutung des zentralen Hochlandes liegen aus dieser Zeit keine Beweise vor Hingegen werden im Tauros die Kalke des älteren Karbon von oberen Kreidebildungen überlagert, die mit Konglomeraten (Yer köprü) oder mit einem 6—8 m mächtigen Quadersandstein beginnen und in sehr mächtige Kalke übergehen. Die Gliederung der taurischen — bis vor kurzem ganz unbekannten — Oberkreide zeigt die oben (p. 265) wiedergegebenen Schichtengruppen, deren genauere Erforschung für die Bahnführung in der großen Tschakitschlucht wichtig war.

[1]) POMPECKJ: Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft. 49, 1897, S. 713.

E. MEISTER: Über den Lias in Nordanatolien nebst Bemerkungen über das gleichzeitig vorkommende Rotliegende und die Gosaukreide. Neues Jahrb. für Min. etc. Beil. Bd. 35, 1913, S. 499.

v. PIA: Über eine mittelliassische Cephalopodenfauna aus dem nordöstlichen Kleinasien. Annalen d. k. k. Naturw. Hofmuseums. Wien 1913.

3. Das Känozoikum.

Die jüngsten großen Abschnitte der Erdgeschichte, Tertiär und Quartär haben in Kleinasien zahlreiche, meist besser erforschte Spuren hinterlassen; das Bild der Entwickelung ist außerordentlich mannigfaltig. Das Eocän entspricht — nach einer Trockenlegung des Taurus — einer weithin ausgedehnten Meeresüberflutung, die für weite Strecken von Nordanatolien die letzte Bedeckung dieser Art bildet. Aus dem nordanatolischen, von der Bahn in der Sakaria-Enge durchschnittenen Faltengebirge sind Nummulitenkalke und Flyschschiefer als Reste dieses Meeres entwickelt. Wir kennen solche ferner aus Kappadokien von Kaisarié (durch E. Naumann), aus der Hochkette des Tauros von Bulgar Maden und dem Gülek Boghas (wo nach v. Ammon Alveolinenkalke vorkommen). Endlich konnte ich im Amanos bei Tschaldagh unmittelbar an der Bahn Nummulitenkalke nachweisen, und in östlicher Richtung sind diese Bildungen bis Hocharmenien und bis Ordu am Pontus ebenfalls weitverbreitet. Die Lagerung des älteren Tertiär ist nach Naumann im Norden vorwiegend ungefaltet.

In verschiedenen Teilen Anatoliens treten flach lagernde Eocän- (und Kreide)-Bildungen auf. So herrscht der Tafeltypus in einer Zone, die man zwischen Lefke und Biledjik[1]) durchschneidet. Tafelland von bedeutender Mächtigkeit finden wir zwischen dem Antitauros und dem armenischen Tauros. Eocänschichten in ursprünglicher Lagerung treten ferner auf: bei Gerede, Zafaranboli, Aratch und Kastamuni, nordwestlich von Angora im Tale des Ovatchai, bei Yarymkale nördlich von Kyrschehir, östlich von Hadji Bektasch, bei Ipsala (Pontus), in der Nähe von Dineir (Phrygien) und nahe der pamphylischen Küste östlich von Adalia.

In der folgenden Periode — dem Oligocän — hat sich das Meer fast überall wieder zurückgezogen, wie u. a. die kontinentalen Mergel mit Braunkohlenflözen in der Tekirsenke und am Südabhang des Taurus beweisen.

Unmittelbar nach dem Eocän oder noch in seinem letzten Abschnitt erfolgten in fast allen Teilen Anatoliens Emporbewegungen mächtiger Tiefengesteine, die meist in der umgewandelten Form der Serpentine erhalten sind. Es liegt nahe, den ausdedehnten Meeresrückzug in Beziehung zu diesem Ereignis zu setzen, das jedenfalls eine Aufwärtsbewegung ausgedehnter Ländermassen zur Folge haben mußte. In Nordanatolien, Mittelgriechenland, im Tauros und ganz

[1]) Naumann, a. a. O. S. 372.

besonders im Amanos sind diese Serpentine weitverbreitet und überragen vielfach an Masse die Kreide- und Nummulitenkalke, mit denen sie stets zusammen auftreten. Am Kisil dagh im Taurus nördlich von der Linie der Bagdadbahn besteht das Tiefengestein aus großen schillernden Hypersthenkristallen (ohne Feldspat) und ist somit nach MILCH als Hypersthenit zu bezeichnen. Während im Taurus die Kreidekalke der Ausdehnung und Mächtigkeit nach die Tiefengesteine überwiegen, ist im Giaur dagh (Amanos) und zwar besonders bei Osmanié[1]) und Bagtsché das umgekehrte der Fall; erst weiter südlich (bei Kara baba im Kurdengebirge) tritt Serpentin wieder gegenüber dem Kreidekalk zurück.

Auch in Mittelgriechenland, das durch den Meeresrückzug in unmittelbare Verbindung mit Anatolien getreten war, sind — z. B. am Ötagebirge — die Serpentine in ausgedehnten Berggegenden das herrschende Gestein.

In Nordanatolien wird der Serpentin[2]) dadurch interessant und technisch wichtig, daß in ihm Chromeisenerz als Ausscheidung und bei Eski schehir der Meerschaum als ein eigenartiges chemisches Umwandlungsprodukt auftritt.

Die Mitte des Tertiär ist im Gegensatz zu diesen weitverbreiteten Serpentinbildungen des Obereocän-Oligocän durch einen bedeutsamen Gegensatz des Südens einerseits, der Mitte und des Nordens andererseits ausgezeichnet. Zwischen den damals zuerst emporgewölbten Ketten des Tauros und Amanos dringt ein Ausläufer des untermiocänen Mittelmeeres weit nach Osten vor und lagert mächtige Korallenkalke, Austernbänke, Mergel, Konglomerate und Sandsteine ab. Auch der Südabhang des Kurdengebirges wird von den Fluten einer südlicheren Bucht desselben Meeres bespült. Von Antiochia (Karali) bis Katma und noch weiter östlich bis zum Euphrat verbreiten sich Kalke, die reich sind an riesigen Seeigeln (*Clypeaster*), Riffkorallen, Austern und Pectiniden; das Gestein entspricht vielfach dem Leythakalke der Umgegend von Wien. Ausführlichere Angaben finden sich in den oben wiedergegebenen Routenbeschreibungen. (p. 71 und besonders 75—80).

Dagegen ist die Mitte, der Norden und ganz besonders der Nordosten Anatoliens sowie das angrenzende Trans-

[1]) Wo Nummulitenkalk auftritt.

[2]) Bemerkenswert ist, daß die Serpentinberge nicht nur wie im Süden Kleinasiens späteren Zeiten der Erdgeschichte, besonders dem Eocän, zuzurechnen sind, sondern daß sie auch in großer Menge in Verbindung mit Grünschiefern als Bestandteile der halbmetamorphen Schiefer im alten Kern der Faltungsgebirge Bithyniens vorkommen.

kaukasien im Miocän der Schauplatz gewaltiger Massenausbrüche, deren Mächtigkeit Hunderte von Metern und stellenweise noch weit mehr beträgt. Das Material ist Andesit, vielfach auch Liparit, das Muttergestein der wertvollen Feueropale von Simav (südwestlich von Kutahia). Noch bedeutungsvoller ist die Erzführung (Bleiglanz, Blende, Pyrit), die, wie es scheint, von Balia Maden in Mysien an bis zum Vilayet Trapezunt (Ordu, Kerasunt) sowie in dem angrenzenden russischen Gebiet an die jungen Eruptivgesteine geknüpft ist.

Die Entstehung der heutigen taurischen Ketten fällt vornehmlich in das Obermiocän oder das ältere Pliocän. Mittlere Miocänbildungen sind bis zu gewaltigen Höhen, bis über 2000 m im eigentlichen Tauros emporgehoben worden und auch nördlich vom Amanos wurden die miocänen Meeresabsätze mannigfach gestört und gehoben.

Etwa gleichzeitig mit dieser gewaltigen Entwickelung von Faltengebirgen und Massenausbrüchen entstanden in der zweiten Hälfte des Tertiär im Westen des bis Griechenland reichenden „großanatolischen“ Kontinentes ausgedehnte pontische u. maeotische Süßwasserseen mit zahlreichen brakischen Schaltieren (so an den Ufern des Marmarameeres). Ihr Auftreten auf den Inseln wie Kos ist der beste Beweis für die jugendliche Bildung der heutigen Küstenformen.

Auch die Entstehung der im Westen und Norden Anatoliens vorkommenden jüngeren Braunkohlen fällt in die Pontische Stufe. Südlich von Smyrna ist z. B. nach PHILIPPSON ein ziemlich mächtiges Braunkohlenflöz in Abbau genommen worden, dessen Wert allerdings durch seinen Schwefelkiesgehalt vermindert oder aufgehoben wird.

Viel verbreiteter sind im Innern des Landes die Kalke und roten Kalkmergel[1]) mit Steinsalz und Gips. Schon seit langer Zeit bestanden demnach hier abflußlose Becken, deren Ausdehnung wahrscheinlich die der heutigen anatolischen „Bolsones“ noch übertraf. Durch besondere Farbengebung wurde auf der Übersichtskarte diese jungmiocäne Salzformation hervorgehoben, deren Ausdehnung der Mitte der alten Hochfläche im Innern Anatoliens entspricht.

Gleichzeitig mit der Bildung abflußloser Salzseen erfolgte die Entstehung von Rumpfflächen, die vor allen R. LEONHARD in Paphlagonien verfolgte und zutreffend auf die Tätigkeit von Steppen- und Wüstenwinden zurückführte. Eine Rumpffläche

[1]) rot = Kisil. Kisil Irmak ist der türkische Name des alten Halys = Salzach. Der alte und neue Name des Flusses kennzeichnet somit die wesentlichen Merkmale der roten Salzformation.

von besonderer Deutlichkeit, die in etwa gleicher Höhe (etwa über 900 m) liegt, zeigt der thrakische Tekir dagh am Nordost-Ausgang der Dardanellen.

Am Ende der Tertiärperiode begann an gewaltigen Brüchen der Abbruch von Schollen im Umkreise von Anatolien der Pontus und die Propontis, das Ägäische Meer, die Meerenge zwischen Cypern und dem in N und O benachbarten Festlande, weiterhin die Küsten Syriens bildeten sich um diese Zeit und schufen die heutigen Grenzen von Land und Meer. Bosporus und Dardanellen, die Bruchstücke eines langgestreckten Stromsystems, wurden zu Meeresstraßen umgewandelt. Der Abschluß dieser Bruchbildung entsprach dem jüngsten Quartär.

Zu den wichtigsten Folgeerscheinungen dieser tief einschneidenden geographischen Umgestaltung gehört die Vermehrung der Wolkenbildung und der Regenmengen, deren Feuchtigkeit aus den neugebildeten Meeresflächen aufstieg und als neues Erosionsnetz bis in die bisher unzugänglichen Teile des abflußlosen Festlandes vordrang.

4. Die Pluvialperiode in Kleinasien.

Die der Gegenwart vorangehende Erdperiode ist für die Oberflächenformen und die Bodenbildung, für die Verbreitung der Tiere und Pflanzen, für die Fruchtbarkeit und Besiedelungsfähigkeit von größerer Bedeutung als irgend einer der vorangehenden geologischen Zeitabschnitte.

Vornehmlich erfolgte in der ganzen Nordhemisphäre eine allgemeine Steigerung der teils als Schnee, teils als Regen zu Boden fallenden Niederschläge und in den Randgebirgen Kleinasiens vereinigten sich somit allgemeine und lokale Einflüsse, um eine „Pluvialperiode", eine Zeit gewaltiger Regenfluten herbeizuführen. Die Schottermassen der großen innertaurischen Tekirsenke und die noch gewaltigeren 100—130 m mächtigen Ablagerungen am Nordabhange des Amanos sind die Zeugen dieser Überschwemmungen und Murenbildungen. Die häufigen Kalkkrusten gehören der Gegenwart an.

Die Ausbildung des heutigen anatolischen Abflußsystems konnte ebenfalls erst erfolgen, nachdem die Umrisse der Halbinsel und die in W und N tief in das Land einschneidenden Grabenbrüche angelegt waren.

Somit sind die Küstenflüsse und die seewärts liegenden Abschnitte der großen Durchbruchstäler wie des Eurymedon, Kestros, Tschakit, Kerkun und Seihun zuletzt entstanden.

während die binnenländischen Strecken des Halys, Iris und Euphrat schon einem viel älteren (mitteltertiären) System abflußloser Binnenflüsse angehört haben.

Im Inneren Kleinasiens ist die Bildung der weit ausgedehnten Ebenen, d. h. die Ausgleichung aller durch die vorangegangenen vulkanischen Ausbrüche und die Gebirgsbewegungen geschaffenen Höhenunterschiede wohl vornehmlich ein Werk der Pluvialperiode. Andererseits hat hier die auch in der Gegenwart überall wirksame, gleichmäßig vorschreitende Flächenspülung der winterlichen Regengüsse die Ausbreitung der Regenwassermengen in den Ebenen derart gefördert, daß die Ablagerungen der Pluvialzeit hier zugedeckt worden sind. Nur in den Aufschlüssen der Gebirgstäler und der Höhen des Tauros lassen sich die durch die stärkeren Regenfluten der Vergangenheit gebildeten, aus groben Geröllen bestehenden Schotter- und Nagelfluhschichten leicht von den feinkörnigen, meist als Lehm, z. T. als Löß zu bezeichnenden Bildungen der Gegenwart unterscheiden. Hier sind diese mächtigen, meist rot gefärbten Geröllmassen auch schon von früheren Beobachtern (F. X. Schaffer und E. Naumann) erwähnt worden.

Im Gegensatz zu den durch die kräftige Pluvial-Erosion eingeschnittenen tiefen Cañons und den mächtigen Schottern sind in allen kleinasiatischen und syrischen Gebirgen die eigentlichen Gletscherbildungen dürftig entwickelt[1]. Die hohe Sommerwärme dürfte schon damals die winterlichen Schneemassen zum Schmelzen gebracht haben. Der über 2300 m hohe Dül Dül dagh, der beherrschende, von mir zuerst bestiegene Gipfel des Amanos zeigt neben den hoch hinauf steigenden roten Schottern und Nagelfluhschichten keinerlei Gletscherspuren.

Auch in der Umgebung der über 3600 m ragenden Hochgipfel des Tauros ist die Entwickelung der eigentlichen Vergletscherung gering. Am Abhange des Bulgar dagh finden sich einige nach Kotschy nicht wiederuntersuchte Seen (besonders der Karagöl = Schwarzsee), die als Karseen anzusprechen sind.

Von der höchsten, 2700 m übersteigenden Erhebung des Libanon, ist das Vorkommen eines kleinen Moränenwalles bekannt. (auf dem die letzten Cedern dieses Gebirges sich erhalten haben.) Doch ist auch in Syrien aus den Schotterterrassen und sonstigen Merkmalen höheren Wasserstandes

[1] Auch für die Alpen vertritt Ampferer die Ansicht, daß die Moränenwälle und Schotterfelder nicht gleichzeitige Ausbildungsformen seien, sondern verschiedenen Bildungszeiten angehören.

in der Umgebung des Toten Meeres die frühere Vorherrschaft feuchteren Klimas von verschiedenen Forschern — vor allem von M. Blanckenhorn — nachgewiesen werden.

Diesen Wahrnehmungen entspricht das Auftreten gewaltiger über 100 m mächtiger Schotterterrassen am kilikischen Abhange des Amanos. Dem Eisenbahnbau haben diese mächtigen, nur z. T. durch Kalkkrusten verkitteten Schotter zwischen Osmanié und Bagtsché erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Während eines mehrwöchentlichen Aufenthaltes in Osmanié, Airan und dem zwischen beiden gelegenen Yarbaschi (bei der Station Deirmen Otschak) habe ich die Schotterterrassen eingehend untersucht; eine stratigraphische Gliederung der Schotter ist ebenso undurchführbar wie eine Unterscheidung verschiedener durchlaufender Terrassen. Die Pluvialperiode trägt also im Amanos einheitlichen Charakter und das gleiche gilt für die eigentlichen Taurischen Ketten:

Im Hohen Tauros sind die hier mehrere Dutzend von Metern mächtigen, durch rotgefärbte Nagelfluhlagen bedeckten Schottermassen besonders in der innertaurischen Tekirsenke entwickelt und ziehen sich von hier im Tschakit-Tale aufwärts bis in die Gegend von Tachta-köprü.

Ihre Ablagerung erfolgte zu einer Zeit, als die Große Tschakitschlucht zwischen Bosanti-Han und Yer köprü noch nicht eingeschnitten war. Denn nirgends, auch nicht im Bereich der ziemlich weit ausgedehnten Kleinen Schlucht, sind Andeutungen dieser an der Farbe leicht kenntlichen Ablagerungen angetroffen worden. Die Entwässerung des Tauros schlug also damals andere — vermutlich nach dem Becken der inneren Hochfläche gerichtete — Bahnen ein. Eine Verfolgung dieser älteren Abflußrichtungen ist erst von ausgedehnteren Untersuchungen zu erwarten. Möglicherweise zog sich das alte Taurostal nördlich um die Kalkmasse des Karendja-dagh herum.

Für die Frage, ob im Tauros noch jetzt stärkere Erdbeben zu erwarten sind, war der Nachweis wichtig, daß die solide rote verkalkte Tekir-Nagelfluh keinerlei Dislokationen und die Terrasse keine Verbiegungen erkennen läßt.

Auf den verhältnismäßig ebenen Hochflächen des kilikischen Tauros in der Nähe von Kusch-djular und Eminli entspricht wahrscheinlich eine besonders aus Feuersteingeröllen bestehende, die flachen Abhänge überkleidende feste Nagelfluh mit kalkigem Bindemittel den mächtigen Nagelfluhbildungen der großen Talzüge.

Von größter Bedeutung ist die wahrscheinlich ziemlich lange währende Periode größerer Niederschlagsmengen für

die Verbreitung nordischer oder gemäßigter Tier- und Pflanzenformen bis in den Bereich der mediterranen oder sogar indo-afrikanischen Charakter tragenden organischen Welt Kilikiens und Nordsyriens.

Der Tauros bildet nördlich von Adana die Südgrenze dieser nordischen Eindringlinge; weiter im Osten stellt der etwas über 2300 m emporragende Dül Dül dagh inmitten des Amanos eine Feuchtigkeitsinsel inmitten heißer und trockener Steppengebiete dar. Da ein Vordringen nordischer Hochgebirgs-Formen längs des armenischen Tauros leichter war, als im Westen von Kleinasien, treffen wir im Amanos einen größeren Prozentsatz nordischer Pflanzenformen als in dem eigentlichen, zu viel größerer Höhe emporragenden Tauros.

Die Entwickelung der organischen Welt des zuerst von mir bestiegenen Dül Dül dagh bestätigt daher die aus der Entwickelung der Schotter der Pluvialperiode gezogenen Folgerungen.

Aus den allgemein wichtigen geologischen Beobachtungen seien vor allem zwei Punkte hervorzuheben:

1) Der zeitlich und somit auch ursächlich mit den Grünstein-Intrusionen zusammenfallende Meeresrückzug des oberen Eocän im S und SO von Anatolien.
2) Der allmähliche Uebergang gefalteter und ungefalteter Schichten, der sich in horizontalem Sinne am südlichen Außenrande der Tauriden, in vertikalem Sinne in den Kreidekalken des kilikischen Tauros vollzieht, wo offenbar der Massendruck von oben die Faltung des Schichtenpaketes in seiner Gesamtheit hinderte. Das Kessekprofil (p. 31) zeigt das Ausklingen einer sehr starken Faltung von unten nach oben und damit die Möglichkeit, diese vertikale Hebung der hangenden kaum gestörten Bänke durch Faltung und Aufrichtung der basalen, derselben stratigraphischen Einheit angehörenden Schichten zu erklären.

Inhaltsübersicht.

I.

Seite

Der Gebirgsbau von Anatolien. Einleitung: 1

Übersicht der Gebirgszonen des Tauros 1
Einzelschilderungen: Der Tauros 4
Vorbemerkung 4
I. Von Konia bis Eregli 5
Die Nordabdachung des Tauros 6
Das Landschaftsbild des Tauros 7
II. Die Kappadokische Zone des Hohen Tauros 8
Der Tekir-Graben 16
III. Die Kilikische Zone des Hohen Tauros 18
Kisil dagh und Ak dagh 18
Der Hadjin dagh und die Kleine Tschakitschlucht . . . 21
Die Große Tschakitschlucht 24
a) Allgemeines 24
b) Die Haupttunnels II und III 26
c) Besteigung des Berges Kessek 32
d) Das Unterkarbon bei Yer köprü und der Ausgang der Schlucht 34
IV. Der Südabhang des Tauros 37
Das marine Miocän zwischen Bagtsché und Osmanié . . . 39
A) Allgemeines 39
B) Boden und Gesteine von km 477,5 bis 482,5 . . . 41
C) Geologische Beschreibung der Linie von km 482,5 bis 485,8 43
Ergebnisse des Ausbaus des Tunnels 55
Die kürzeren Tunnels und der Viadukt bei Entilli 56
V. Der Amanos oder Giaur dagh 45
Der Gebirgsbau des Großen Dül-Dül-dagh 47
Der Große Tunnel bei Bagtsché und die Hauptachse des Giaur dagh 50
a) Von Bagtsché bis zum Tunneleingang 50
b) Der große Tunnel bei Bagtsché und der Ostrand des Ghâb 52
Das Ghâb, der nördliche Ausläufer des syrischen Grabens 60
VI. Das Kurdengebirge 64
Allgemeines 64
Einzelbeschreibungen 66
a) Zwischen Kara baba nnd Radju 66
b) Der Viadukt von Heré deré 67
c) Emscher Mergel bei Radju und Missaka 69
Der Südabhang des Kurdengebirges und die Hochfläche der Turkmenen von Tell Asass 71

Seite

VII. Die Nordsyrische Hochfläche zwischen Kurdengebirge und Euphrat . . . 74
  a) Oberflächenform des Miocän 74
  b) Lagerung der Gesteine 80
  c) Die Ruinen von Europus (Djeroblus) 81
  d) Die Frage des Erdbebenschutzes von Gebäuden und Eisenbahnbauten 82

II.

Der Gebirgsbau Kleinasiens. 85

1. Kleinasien. eine Übersicht seiner tektonischen und geomorphologischen Verhältnisse 85
  a) Allgemeine Übersicht. 85
  b) Die Flußentwicklung Kleinasiens 89
  c) Die Durchbruchstäler des Tauros 92
    Die natürliche Brücke des Tschakit (Yerköprü) . . 95
    Die Amanische Pforte und die Schotterterrasse inn Anatolien und im Osten der kilikischen Ebene . . . 97
    Ergebnis 100
2. Die Gebirgszonen des Tauros 101
  Das Bild des Tauros-Aufbaus 105
  Die Gebirgsgeschichte des Tauros 108
3. Der Tauros und die Helleniden 110
  Der Gebirgsbau von Hellas 112
  Gebirgsgeschichte von Hellas 119
  Vergleich des Tauros mit den Helleniden 122
4. Die Gebirge Westanatoliens 126
  Der Gebirgsbau 126
5. Der Vulkanismus 138
  a) Vulkanismus im westlichen Anatolien 138
  b) Der Vulkanismus der inneren Hochfläche 145
6. Die innere Hochfläche Anatoliens 147
7. Die Gebirge Nordanatoliens 150
    Der Olymp und die mysisch-nordphrygischen Gebirge 154
    Paphlagonien und Galatien 157
    Angeblicher Zusammenhang der Gebirge Nordanatoliens und Osteuropas 166
8. Vergleich mit dem armenischen Hochland 168
9. Nordsyrien und die südlichen Zonen des taurischen Systems 172
  a) Kurdengebirge und Casius 174
  b) Das nördliche Ghâb 176
  c) Das Amanosgebirge 177
  d) Der Gebirgsbau des Schollenlandes Syriens. 180
10. Zur Kenntnis der Erdbeben in Anatolien 187
11. Gebirgsbau und Vulkanismus Anatoliens in seinen Beziehungen zu Ost und West 192
  a) Vergleich des Tauros mit den armenischen und südiranischen Gebirgen 192
  b) Beziehungen des Tauros zu den west- und nordanatolischen Gebirgen 197
  c) Zusammenfassung über den Vulkanismus in Kleinasien . 199
12. Über einige Grundzüge des Gebirgsbaus von Anatolien . . 201

III.

Seite

Paläontologie und vergleichende Stratigraphie des Tauros.

1. Die erdgeschichtliche Entwicklung Anatoliens bis zur Pluvialperioden. (n. NAUMANN) . . . 204
2. Silur und Devon . . . 206
   Über das Vorkommen von Untersilur im Amanos . . . 206
   Devon und Karbon im Hohen Tauros . . . 209
   Das Devon . . . 210
   Beschreibung devonischer Arten . . . 212
   Vergleiche mit dem Devon des Niederen Tauros („Antitauros") 218
3. Das Karbon . . . 224
   Unterkarbon: Tournai- und Visé-Stufe. 224
   Die Fauna des tieferen Unterkarbon . . . 224
   Über ein vereinzeltes Vorkommen von Kohlenkalk zwischen Hatschkiri und Yerköprü . . . 243
   Die Fauna des höheren Kohlenkalkes (oder der Visé-Stufe) im Tauros . . . 245
   Vergleich des taurischen Unterkarbon mit benachbarten Gebieten . . . 254
   Das obere Unterkarbon . . . 257
4. Die Kreide des Tauros . . . 263
   a) Abgrenzung und Gliederung . . . 263
   b) Die Faziesentwickelung . . . 266
   c) Beschreibung der Arten 268
      Fauna des mittel- und untersenonen Pläners von Eminli 273
      Die Hemiaster-Mergel von Hatschkiri . . . 291
      Fauna des Obersenon-Kalkes der Station Kuschdjular mit *Inoc. balticus* (= *Crippsi*) und über eine eocäne Pecten-Art . . . 293
   d) Geographische Beziehungen der Tauroskreide . . . 296
   e) Beziehungen zu:
      1. Ägypten . . . 297
      2. Syrien und Palästina . . . 298
      3. Nordanatolien . . . 299
      4. dem Niederen Tauros (Antitauros) . . . 302
      5. Südwestpersien (Luristan) . . . 304
   Ergebnisse . . . 305

IV.

Erdgeschichte und Gebirgsbau Anatoliens . . . 307
   Allgemeine Übersicht der Erdgeschichte . . . 307
   1) Das Urgebirge und Paläozoikum . . . 308
      Karbon und Rotliegendes im Nordosten . . . 310
      Dyadischer Fusulinenkalk im Westen . . . 312
   2) Das Mesozoikum . . . 313
   3) Das Känozoikum . . . 316
   4) Die Pluvialperiode in Kleinasien . . . 319



2. Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwest-Afrika.

Von Herrn EBERHARD RIMANN, Rio de Janeiro,
Serviço geologico e mineralogico do Brazil.

Hierzu Tafel XXV—XXVII und 1 Textfigur.

Über die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahmen, welche ich 1910 bis 1911 im Auftrage der Hanseatischen Minen-Gesellschaft in Deutsch-Südwestafrika ausführte, und welche speziell das im Herzen der Kolonie gelegene Bastardland und das Land der Khauashottentotten an der Ostgrenze betreffen, habe ich in zwei Publikationen eingehend berichtet[1]).

Es handelt sich an dieser Stelle nur darum, die wichtigsten Ergebnisse meiner Aufnahmen herauszuheben und vor allen Dingen über die Gebiete kurz zu berichten, welche in den genannten beiden Abhandlungen nicht besprochen worden sind, nämlich das Gelände zwischen dem Bastardland und dem Khauashottentottenland, d. h. zwischen dem Schaffluß und dem Nossob, und das Naukluftgebirge südlich des Bastardlandes[2]).

---

[1]) Siehe EBERHARD RIMANN. Geologie des Bastardlandes (im Erscheinen begriffen);

derselbe: Geologische Karte des Khauashottentottenlandes in Deutsch-Südwestafrika (westliche Kalahari) nebst Erläuterungen. Berlin 1913.

Siehe ferner von demselben Verfasser:

Geologische und wirtschaftliche Betrachtungen über Deutsch-Südwestafrika. Isis, Dresden 1912, Heft 2;

Trachyt. Phonolith. Basalt in Deutsch-Südwestafrika. Zentralblatt für Mineralogie. Geologie und Paläontologie. Jahrgang 1914, Nr. 2.

Zur Entstehung von Kalahari-Sand und Kalahari-Kalk. insbesondere der Kalkpfannen; Zentralblatt für Min., Geol. und Pal. 1914, Nr. 13 u. 14.

Outlines of the Geology of South-Africa. Transactions of the Geological Society of South-Africa (1914 in Druck gegeben).

Geologische Studien in D.-S.-W.-Afrika. VI. Jahresbericht der Freiberger Geologischen Gesellschaft. Juli 1913. Seite 48.

[2]) Bezüglich der topographischen Verhältnisse sei auf die von der Königl. Preuß. Landes-Aufnahme im Maßstab 1 : 400 000 herausgegebene Karte von Deutsch-Südwestafrika. sowie auf die Karte von SPRIGADE und MOISEL im Maßstab 1 : 200 000 verwiesen.

In der Geologie des Deutschen Namalandes von P. RANGE[3]) sind folgende Horizonte unterschieden worden:

Primärformation,
Konkipformation,
Namaformation,
Karooformation,
Kreide oder Tertiär,
die jüngeren Bildungen in der Namib und der Kalahari,
Alluvium.

Wir haben uns hier nur mit den drei ersten Horizonten zu befassen, da die Karooformation in dem von mir bereisten Gebiete nur im Khauashottentottenland beobachtet worden ist, also schon an anderer Stelle von mir beschrieben wurde, und da von den anderen Bildungen nur den Deckschichten der Kalahari eine größere Bedeutung zukommt, über welche ich mich aber in einer besonderen Arbeit schon geäußert habe.

RANGE folgt in der Gliederung der Primärformation VOIT, indem er diese gruppiert in:

Gneisgranithorizont,
Gneisschieferhorizont,
jüngeren Schieferhorizont.

Da es nicht ratsam ist, Eruptivgesteine für stratigraphische Zwecke zu verwenden, und es sich in unserem Fall speziell um Gesteine handelt, deren geologische Stellung und petrographische Deutung bis zu ihrer Klarstellung vieler detaillierter Studien bedarf, bin ich von dieser Einteilung abgegangen.

Zunächst wurde von der Primärformation eine Gesteinsgruppe abgetrennt, welche im Bastardland deutlich diskordant auf älteren höher kristallinen Gesteinen aufruht, und ihrerseits von der Namaformation diskordant überlagert wird, und welche ich nach dem charakteristischen Gestein dieser Gruppe als Phyllitformation bezeichnet habe. Ich betone auch hier, daß schon E. KUNZ, unabhängig von mir, im Kaokofelde eine ähnliche Abtrennung vornahm, doch die von ihm als „jüngeres System" bezeichnete Gesteinsgruppe innerhalb der Primärformation beließ, weil die starke Faltung der Gesteine im Kaokofelde nicht gestattete, eine

[3]) P. RANGE. Geologie des deutschen Namalandes. Berlin 1912. Heft 2 der „Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete".

Daselbst findet sich die geologische Literatur Deutsch-Südwestafrika betreffend bis 1911 angegeben.

deutliche Diskordanz zwischen dem jüngeren und dem älteren System zu erkennen.

Die Primärformation nun habe ich auf Grund ziemlich eingehender Begehungen im Bastardlande nach geologischen und petrographischen Gesichtspunkten eingeteilt in:

Glimmerschieferhorizont,
Quarzithorizont,
Marmorhorizont.

Diese Horizonte umfassen nur Sedimentgesteine, abgesehen vielleicht von einigen dem Glimmerschieferhorizont zwischengeschalteten Hornblendegneisen und Talkschiefern. Die Namen deuten an, daß im untersten Horizonte der Glimmerschiefer, im mittleren der Quarzit, und im obersten der Marmor das charakteristische Gruppengestein ist.

Die Mächtigkeit der ganzen Primärformation im Bastardlande dürfte einige hundert Meter kaum überschreiten.

Was das geologische Alter der Primärformation betrifft, so käme für dieselbe, wenn man der nächstjüngeren Phyllitformation aus petrographischen Gründen silurisches Alter zuspräche, nur das kambrische in Frage[4]).

Die Phyllitformation liegt im Bastardlande an mehreren Stellen deutlich diskordant auf der Primärformation. Das in dieser Hinsicht lehrreichste und mit der Eisenbahn am leichtesten erreichbare Gebiet sind die Auasberge. Da die Phyllitformation ihrerseits von der nächstjüngeren Namaformation stellenweise mit einer Diskordanz von fast 90° überlagert wird (die besten Aufschlüsse liegen zwischen Hamis und Hatsamas), so ist die Selbständigkeit der Phyllitformation und ihre Abtrennung von der Primärformation einwandfrei begründet.

Petrographisch besteht die Formation aus Phylliten und phyllitischen Tonschiefern, denen mehrere, verschieden mächtige schwefelkiesreiche Quarzitbänke zwischengelagert sind.

Die Konkipformation Ranges wurde von mir weder im Bastardlande, noch östlich davon beobachtet.

Die Namaformation gliedert Range mehr nach petrographischen Gesichtspunkten — (Fossilien fehlen den Sedimenten bis herauf zu den Eurydesmaschichten leider ganz, bzw. sind bisher noch nicht beobachtet worden) — in:

Basisschichten (Arkosen, Sandsteine, Konglomerate),
Kuibisschichten (Quarzite),

[4]) Ganz ähnlich ist in Brasilien die Serie de Minas entwickelt, welcher nach Orville A. Derby ebenfalls kambrisches oder ein höheres Alter zukommt.

Schwarzkalkschichten (Kalksteine, bunte Tonschiefer),
Schwarzrandschichten (grüne Schiefer und helle Sandsteine),
Fischflußschichten (Schiefer und rote Sandsteine).

Ich habe mich dieser Einteilung angeschlossen, nur die Abtrennung der Kuibisschichten nicht durchführen können, da der Kuibisquarzit mit dem Kalkstein der Schwarzkalkschichten, besonders im Osten, wechsellagert. Im Osten, nach der Kalahari zu, wird die Ausbildung der Sedimente allerdings insofern eine andere, als zwischen die Schwarzrandschichten und die Schwarzkalkschichten eine Zone überwiegend toniger Sandsteine und Konglomerate sich einschaltet, die ich als unteren Waterbergsandstein bezeichnet habe (vergl. weiter unten). Habe ich die von RANGE angegebene Reihenfolge der Sedimente der Namaformation in petrographischer Hinsicht im allgemeinen bestätigt gefunden, so scheint mir nach Beobachtungen im Bastardlande die Grenze zwischen der unteren und oberen Namaformation nicht zwischen RANGES Schwarzkalkschichten und Schwarzrandschichten zu liegen, sondern schon innerhalb der Schwarzkalkschichten, so daß ein Teil der Tonschiefer und Kalksteine dieses Horizontes schon zu den Schwarzrandschichten, bzw. zu der oberen Namaformation gerechnet werden muß.

Man beobachtet nämlich, sowohl zwischen Nauserus und Garis, als auch bei Schlip innerhalb der tonigen und kalkigen Sedimente der Schwarzkalkschichten eine deutliche Diskordanz (siehe hierzu die Abbildung Figur 1 auf Tafel XXV).

Die gesamte Mächtigkeit der Namaformation in den von mir kartierten Gebieten ist wegen des schollenförmigen Charakters ihres Verbreitungsgebietes schwer anzugeben, doch dürfte sie weit mehr als 1000 m betragen.

Das Alter der Sedimente der Namaformation muß ebenfalls wegen Mangel an Fossilien unbestimmt gelassen werden. Man kann nur soviel sagen, daß die Namaformation älter ist, als die Glazialschichten der Karooformation, also das Permokarbon.

Von Eruptivgesteinen seien die Granite erwähnt, welche älter als die Namaformation sind, die Trachyte, Phonolithe und Basalte, deren Vorkommen, von den Basalten abgesehen, bisher für Südwestafrika unbekannt war, ferner Intrusivdiabase der unteren Namaformation und Ergußdiabase der Karooformation[5]).

In tektonischer Hinsicht schließlich lassen sich für das Bastardland zwei Faltungsperioden am Ende der Primär- bzw. Phyllitformation unterscheiden, während gegen das Ende der Namaformation und späterhin nach Abschluß der Karooformation staffelförmige und kesselförmige Einbrüche mit nur untergeordneten Faltungen stattgefunden haben. Auf Tafel XXV, Figur 2 ist der kesselförmige Einbruch der Büllsporter Fläche wiedergegeben. Das Massiv der Naukluftberge besteht aus Kalksteinen und Tonschiefern der Schwarzkalkschichten (untere Namaformation), während die 100—300 m tiefer gelegene Büllsporter Fläche graugrünen Tonschiefer und Quarzite der Schwarzrandschichten (obere Namaformation) aufweist.

Tafel XXVI, Figur 1, zeigt eine synklinale Faltung der Quarzite der Primärformation in der Nauaspforte (Kanikubberg).

Nach dieser kurzen Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse meiner Aufnahmen gehe ich dazu über, die geologischen Beobachtungen an den folgenden Routen kurz wiederzugeben:

1. Windhuk-Gobabis,
2. Dordabis Kowas-Amasib-Aais,
3. Polizeistation Naukluft-Büllsport.

Zu 1. Windhuk-Gobabis.

Von Windhuk bis etwa 4 km nördlich Vogtland durchquert der Weg Paragneise, Glimmerschiefer, z. T. Granat führend, Hornblendeglimmerschiefer, Glimmerquarzite, Muskovitquarzite und Zweiglimmerquarzite und vor Vogtland Marmor. Das Streichen der Schichten ist 70° bis 100°, Einfallen der Schichten in N ca. 30°.

4 km nördlich von Vogtland folgt unter dem Marmor der Pyritquarzit der Phyllitformation. Diese Sedimente sind hier mit denen der Primärformation eingefaltet und scheinen eine überkippte Falte zu bilden. Bei Vogtland selbst tritt Granit und Blastogranit zu Tage, der sich auf etwa 4 km südlich verfolgen läßt. Daran schließen sich bis Hohewarte wiederum Paragneise, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer, Itabirite und Marmor. Der kristalline Kalk-

[5]) Die petrographische Beschreibung der vom Verfasser während seiner Reise gesammelten Gesteine wird demnächst veröffentlicht werden.

stein von Hohewarte (beobachtetes Streichen 80°, Einfallen saiger) entspricht durchaus demjenigen von Kamtzoas bei Oamites und ist auch wie dieser von zahlreichen kupferkiesführenden Quarzadern und Schnüren durchsetzt und verquarzt, außerdem reich an Hornblendeasbest.

Ganz nahe bei Hohewarte trifft man wieder auf die Sedimente der Phyllitformation, Pyritquarzite, Lydite, Phyllite, die auch hier mit den Horizonten der Primärformation eingefaltet sind und meistens in engem räumlichem Zusammenhang mit den kristallinen Kalksteinen des Marmorhorizontes der Primärformation auftreten. Während aber der Marmor saiger steht, haben die Sedimente der Phyllitformation ein Einfallen von 45° N.

Östlich von Hohewarte beginnt der sog. Plattsand das anstehende Gestein zu bedecken. Auf dem Wege von Hohewarte nach Seeis reicht die Phyllitformation etwa 10 km östlich von Hohewarte. Es folgen dann wieder die kristallinen Sedimente der Primärformation und zwar des Glimmerschieferhorizontes. Das Streichen und Fallen ist auf dieser Strecke sehr unregelmäßig. Nördlich Seeis auf Otjihänena zu ist auf ca. 7 km hin Blastogranit und Granit zu beobachten.

Bis Otjivero hin sind die Aufschlüsse sehr gering, zwischen Otjihänena und Otjivero scheinen Glieder der Phyllitformation auszustreichen.

Die Berge zwischen Otjivero und Omitare (T. P. Otjivero 205) bestehen aus Quarziten, deren geologische Stellung (ob Quarzithorizont der Primärformation oder Quarzit der Phyllitformation) nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte. Jedenfalls steht am östlichen Ufer des Weißen Nossob bei Omitare wieder Glimmerschiefer an (beobachtetes Streichen 65° Einfallen in O).

Etwa 7 km vor Otjivarumendu (auf Omitare zu) treten wieder kristalline Kalksteine der Primärformation (reich an Tremolit) und Pyritquarzite der Phyllitformation zu Tage. Auch die bei Otjivarumendu selbst anstehenden phyllitischen Schiefer und Quarzite sind wohl der Phyllitformation zuzurechnen. Die Schichten sind stark gefaltet, beob. Streichen 85—95°. Das Einfallen wechselt bald in S, bald in N, ist im allgemeinen aber steil. Auf den Schichtfugen haben sich Krusten von Malachit ausgeschieden.

Außer den Quarziten und Phylliten treten auch hier kristalline Kalksteine auf. Die so oft beobachtete Vergesellschaftung dieser mit den Gliedern der Phyllitformation

erklärt sich meines Erachtens dadurch, daß die Kalksteine der Primärformation in den meisten Fällen das Liegende der Sedimente der Phyllitformation bildeten und dann bei den Faltungsprozessen der pränamaischen Periode mit eingefaltet wurden. Jedenfalls ist die deutliche Diskordanz zwischen Kalkstein und Gliedern der Phyllitformation bei Hohewarte, auf die ich schon hinwies, bemerkenswert, ebenso wie die Tatsache, daß überall dort, wo die Phyllitformation nicht eingefaltet wurde, auch die Kalksteine in ihrem Verbande fehlen.

Etwa 3—4 km östlich Otjivarumendu beginnen die Basisschichten der Namaformation. Die Grenze zwischen Phyllit- und Namaformation ist durch den Decksand der Kalahari verdeckt.

Von der genannten Grenze ab bis Groß-Witvley treten die Sedimente der unteren Namaformation zu Tage. Die Lagerung der Schichten ist eine sehr unregelmäßige. Bis über Okasewa hinaus sind es die Sandsteine der Basisschichten, denen sich nach N und O die Tonschiefer und Kalksteine der Schwarzkalkschichten anschließen. Die Tonschiefer sind bald rot, bald grün oder grau gefärbt, ohne daß man indes diese verschiedene Färbung stratigraphisch verwerten könnte, da sie innerhalb ein und derselben Tonschieferbank auftritt.

Über die Mächtigkeit dieser Horizonte lassen sich in Anbetracht der wiederholten Faltungen, des häufigen Wechsels der Streich- und Fallrichtung und der mangelhaften Aufschlüsse keine Angaben machen.

Sehr bemerkenswert sind die zwischen Otjivarumendu und Okazewa, etwa 3—4 km westlich von Okazewa in den Basisschichten aufsetzenden Intrusivdiabase, nicht nur deswegen, weil ihnen höchstwahrscheinlich die tektonischen Störungen innerhalb der unteren Namaformation in der dortigen Gegend zuzuschreiben sind, sondern auch wegen der gewaltigen Ausdehnung, die diese diabasischen Intrusionen, auf ca. 100 km vom Bastardlande aus (Hamis) in nordöstlicher Richtung ziehend, haben. Durch meine eingehenden petrographischen Untersuchungen der Sedimente der Namaformation ließ sich weiterhin feststellen, daß diese Intrusionen jedenfalls noch der älteren Namaperiode angehören.

Die Intrusivmasse hat sich in zahlreichen Äderchen in dem Sandstein verteilt und denselben metamorphosiert (epidotisiert).

Bei Groß-Witvley legen sich auf den Kalkstein der Schwarzkalkschichten feine und grobe Konglomerate mit eisenschüssigem Bindemittel (siehe Tafel XXVII, Figur 2).

Den Konglomeratbänken zwischengeschaltet sind Sandsteine und Quarzite.

Diese Konglomerate, die hauptsächlich aus Geröllen von Quarzen, Quarziten und Sandsteinen der unteren Namaformation bestehen, und die Sandsteine bilden den untersten Horizont der oberen Namaformation und sind stratigraphisch dem Waterbergsandstein HERMANNS gleichzustellen.

Da die obere Namaformation hier im O und NO des Landes eine andere ist, als im Namaland und Bastardland, habe ich für die Kartierung des Khauashottentottenlandes folgende Gruppierung vorgenommen:

Unterer Waterbergsandstein,
Fischflußschichten,
Oberer Waterbergsandstein.

Dem ersteren entspricht der Waterbergsandstein HERMANNS, bzw. RANGES, meinen Fischflußschichten entsprechen die Schwarzrandschichten RANGES, und dem oberen Waterbergsandstein entsprechen die Fischflußschichten RANGES.

Der Übersichtlichkeit wegen ersetze ich hier meine Bezeichnung Fischflußschichten durch die RANGEsche: Schwarzrandschichten.

Die Konglomerate bei Witvley wurden von Prospektoren mit den Witwatersrandkonglomeraten identifiziert. Es geht aber aus dem Gesagten hervor, daß sie einem bedeutend jüngeren Horizont angehören. Außerdem fehlt ihnen, was noch wichtiger ist, jede Spur einer Vererzung — das eisenschüssige Bindemittel besteht aus Eisenglanz und aus daraus hervorgegangenem Limonit — und abgesehen von dem Intrusionsdiabas bei Okasewa, welcher überdies älter ist, als diese Konglomeratbänke, fehlen im weiteren Umkreis jegliche Eruptivgesteine, die eine Vererzung herbeigeführt haben könnten, wie es die zahlreichen selbst goldführenden Felsitporphyre am Witwatersrand getan haben.

Von Groß-Witvley aus wurde nicht der direkte Weg nach Gobabis genommen, sondern ein Umweg über Okasandu und Okahoa.

Wenig nördlich von Groß-Witvley tritt Tonschiefer zu Tage, dann folgt eine Decke von tonigem Kalaharisand, der das Zerfallprodukt eines roten Sandsteines ist, wahrscheinlich des Sandsteines der Basisschichten.

Erst auf Farm Paradies und Farm Demker (etwa 7 km westlich der Hauptpad Gobabis-Epukiro und etwa 14 km nordöstlich von Okasandu) gestatten die Aufschlüsse eine nähere Bestimmung der geologischen Horizonte, welche nämlich mit dem Horizonte bei Groß-Witvley identisch sind.

An zwei kleinen, heute nur noch 3—4 m tiefen Schürflöchern auf Farm Demker, die vor einigen Jahren von Prospektoren gegraben worden waren, kann man folgendes Profil vom Hangenden zum Liegenden feststellen:

Konglomerat	70 cm	Unterer Waterbergsandstein
Sandstein	30 „	
Konglomerat	100 „	
Sandstein	100 „	

Kalkstein und roter Tonschiefer der Schwarzkalkschichten, nach dem Haldenmaterial zu schließen.

Beobachtetes Streichen der Schichten 30°, Einfallen flach ca. 25° in West.

Für die Altersbeziehungen dieses als unteren Waterbergsandstein zu bezeichnenden konglomeratführenden Sandsteines zu dem Diabas von Okasewa ist wichtig die Beobachtung von Bruchstücken dieses Diabases im Sandstein. Der Hauptweg von Kehorro nach Gobabis enthält, trotzdem das Gelände auch hier von rotem tonigen Kalaharisand erfüllt ist, zahlreiche Aufschlüsse. Etwa 5—6 km nördlich des Vley Onguminia streichen Tonschiefer und graugrüne Arkosen zu Tage, welche entweder den Schwarzrandschichten oder den Schwarzkalkschichten Ranges entsprechen. Ersteres scheint mir wahrscheinlicher, da nach Süden, nach Gobabis zu, rote, tonige, z. T. grobkörnige, grauwackenähnliche Gesteine folgen, die nach ihrem petrographischen Charakter in Übereinstimmung mit demselben Gestein südlich und östlich Gobabis als oberer Waterbergsandstein zu bezeichnen sind.

Als Streichrichtung wurde beobachtet 70—100°, während sich über das Einfallen infolge der starken Pressung der Gesteine keine Feststellungen machen ließen. Wahrscheinlich ist das Einfallen auch hier ganz analog den Verhältnissen östlich Gobabis ein geringes bis mittleres und nur die starke Pressung und Zerklüftung der Sedimente täuscht stärkeres Einfallen vor.

Bei Gobabis wird das Gebiet tektonisch sehr kompliziert und offenbar von zahlreichen, sich kreuzenden Verwerfungsspalten durchzogen. Darauf deuten die Spaltquellen in und

um Gobabis, denen der Ort seinen Wasserreichtum verdankt, die starke Zerklüftung der Gesteine und die geologischen Verhältnisse selbst.

Der Gobabis vorgelagerte Nikodemusberg und die sich südwestlich daran anschließenden Berge Spitzkopje und Langer Forst bestehen aus roten Sandsteinen mit z. T. wunderschöner diskordanter Parallelstruktur (beobachtetes Streichen in der Gobabiser Pforte 70°, Einfallen 30° in S) und eisenschüssigen, feinkörnigen Konglomeraten, welche ich jetzt nach weiteren Untersuchungen mit dem in Groß-Witvley anstehenden Horizont des unteren Waterbergsandsteins identifizieren möchte[6]).

Da Gobabis selbst auf Basisschichten steht, anderseits nördlich des Nikodemusberges oberer Waterbergsandstein ansteht, so können wir wohl annehmen, daß der in auffälliger SW-NO-Richtung von Kaukerus bis über Gobabis sich hinziehende Bergrücken einen Horst darstellt. Bei Gobabis beginnt das von mir in den Erläuterungen zur Karte des Khauashottentottenlandes bereits besprochene Gebiet, so daß ich hier darauf verweisen kann. Nur sei bemerkt, daß die auf der Südseite des Chapman-Riviers bei Oas auftretenden Konglomerate und Arkosen nicht, wie ich in der genannten Arbeit auf Seite 13 angab, zu den Basisschichten der Namaformation, sondern besser zum unteren Waterbergsandstein zu rechnen sind, in Übereinstimmung mit der geologischen Stellung, welche den Konglomeraten und Sandsteinen bei Gr. Witvley zukommt.

Als Beweis für die annähernd horizontale Lagerung der oberen Waterbergsandsteine bei Olifantskloof nördlich Sandfontein habe ich Fig. 2 auf Tafel XXVI beigegeben.

Man erkennt am Querbruch die dunkleren, an Eisenerzen und anderen Schwermineralien reichen Ablagerungsstreifen, während das Gestein infolge der starken Zerklüftung sich derartig absondert, daß man beim Darüberreiten ein steiles Einfallen der Schichten zu beobachten meint.

Auch seien nachtragsweise einige Beobachtungen aus dem schon behandelten Gebiet angeschlossen.

Brunnenbohrung in Kakus am Wohnhaus, ca. 10 m über der Sohle des Schwarzen Nossob, April 1911, 38 m Gesamtteufe, davon:

[6]) Das meinen Erläuterungen zur geologischen Karte des Khauashottentottenlandes beigegebene Profil Gobabis-Kaitsaub ist also, soweit das Gelände westlich Gobabis in Frage kommt, entsprechend zu korrigieren als unterer Waterbergsandstein, der gegen die Basisschichten in Gobabis durch Verwerfungen begrenzt ist.

3 m	Oberflächenkalk und Kalksandstein	Postpluvium
	eingekalkter Flußsand	Pluvialperiode
31 m	grüner Tonschiefer	Schwarzrandschichten
4 m	graugrüne Quarzite	

Wasseraustritt zwischen 35 und 36 m Teufe, 500 l p. Stunde, Höhe der Wassersäule 20 m, beob. Streichen ca. 75—100°, Fallen der Schichten steil in SO.

Farm Kaitsaub, Brunnenprofil, 100 m östlich vom Schwarzen Nossob:

6 m	Flußlehm mit Kalkkonkretionen.	Alt-Alluvium
2 m	Flußschotter,	Pluvialformation
2 m	grüngraue Tonschiefer und Quarzite,	Schwarzrandschichten

Fallen ca. 50° in N, Streichen WO.

Brunnen am Nordrande der Pfanne Geidabib, ca. 8—10 m über der jetzigen Sohle der Pfanne, 2,20 m tief:

55 cm	gelber Sandstein in einzelne Stücke zerfallen, von Oberflächenkalk und Ton verkittet,	Karoo-formation
70 cm	gelbbrauner muskovitreicher, toniger Sandstein,	
10 cm	weißer Sandstein,	
95 cm	gelbbrauner muskovitreicher, toniger Sandstein mit einer 20 cm mächtigen dichten ton- und kalkreichen Fazies,	

Wasser wurde bis zu dieser Tiefe nicht angetroffen.

Zu 2. Dordabis — Kowas — Amasib — Aais.

Dordabis selbst, am Schaffluß, liegt im Gebiet der älteren Namaformation und zwar der Basisschichten, die hier von intrusiven Diabasen an zahlreichen Stellen durchsetzt werden. Das Liegende der Namaformation, steilgestellte Schiefer und Marmore der Primär- und Phyllitformation, tritt westlich Dordabis am Fuß des Witkuiberges zu Tage. Ein Brunnen in Dordabis, unweit des jetzigen Flußbettes, zeigte folgendes Profil:

1,5 m	Flußlehm	Alt-Alluvium
2,0 m	Kalksandstein (eingekalkter Flußsand)	Pluvial-periode
2,5 m	Flußsand, lose	
1,0 m	Flußschotter	
1,0 m	lehmiger Flußsand	
2,5 m	Flußschotter	
3,75 m	Diabas, stark gequetscht, tonschieferähnlich.	

Wassereintritt.

Zwischen Dordabis und Kowas beobachtet man nur Arkosen, Quarzite und Tonschiefer in schwer erkennbaren Lagerungsverhältnissen. Die Sedimente sind stark druckschiefrig, das Streichen etwa 35—55 °, das Einfallen scheinbar steil. Besonders bemerkenswert sind diabasische Lagergänge, die südwestliche Verlängerung der Diabase von Okazewa (vgl. Seite 333), welche etwa bei 6, bzw. bei 14 km östlich von Dordabis zu Tage treten. In ihren Mandeln führen sie hier und da sekundäre Kupfererze, Malachit und Kupferglanz, die auf die Zersetzung geringer Mengen Kupferkiese zurückzuführen sind.

Zwischen Kowas und Brackwater begegnet man außer einigen Dünen etwa halbwegs zwei Hügelreihen, von denen die westliche von Kuibisquarzit gebildet wird, die östliche eine Synklinale darstellt, an der sich 4 Kalksteinbänke und drei dazwischenliegende, etwa je 30 cm mächtige Kuibisquarzitlagen beteiligen.

Auch weiter östlich begegnet man noch Schwarzkalk, weiterhin einer Arkose, von der ich es dahingestellt sein lassen muß, ob sie dem oberen Waterbergsandstein oder den Basisschichten angehört. Kurz vor Brakwater schneidet der Weg bis fast nach Kanubis herunter eine Reihe hintereinanderliegender Kalkpfannen, die von den Eingeborenen als Kanubisrivier noch heute bezeichnet werden. Ich habe bereits a. a. O., Seite 24[7]) das Profil durch eine dieser Pfannen angegeben, aus dem unzweideutig hervorgeht, daß wir es tatsächlich hier mit zugekalkten Flußläufen zu tun haben. Der tonige Sandstein, der den Untergrund dieses Geländes bildet, stimmt petrographisch völlig überein mit dem oberen Waterbergsandstein.

Das Gebiet des Weißen Nossob zwischen Kanubis und Aais enthält zahlreiche interessante Aufschlüsse.

Eine 35 m tiefe Bohrung am Wohnhause auf Farm Kanubis traf unter rotem Decksand und Flußablagerungen bei 17 m den roten tonigen Waterbergsandstein an, der daselbst nur eine Mächtigkeit von 18 m hat, denn bei 35 m Tiefe wurden bereits die grünen Tonschiefer der Schwarzrandschichten erbohrt.

Die älteren Absätze des Weißen Nossob in Kanubis gibt folgendes Profil durch den oberen Brunnen daselbst wieder:

---

[7]) Siehe E. Rimann, Geologische Karte des Khauashottentottenlandes (cf. Literaturverzeichnis).

1,50 m	Flußlehm und roter Decksand	Alt-Alluvium
4,00 m	glimmerreicher Kalksandstein (eingekalkter Flußsand)	Pluvialperiode
1,50 m	Flußschotter.	

darunter roter, toniger oberer Waterbergsandstein.

Der Weiße Nossob durchschneidet südlich Kanubis in zunächst südlich gerichtetem Lauf seine älteren Flußschotter der Pluvialperiode, die, ganz allgemein gesagt, entlang dem Lauf des Schwarzen, Weißen und Vereinigten Nossobs nur stellenweise erhalten geblieben sind, nämlich nur dort, wo sie durch Einbrüche vor der Abtragung während des Alluviums bewahrt blieben, dann weiter südlich die aus äußerst widerstandsfähigem, weißem, horizontal liegendem Kuibisquarzit — ca. 9 m mächtig (mit Phyllitbruchstückchen) — bestehenden Paviansklippen. Eine ca. 2 m mächtige weiße Schwarzkalkbank, in Resten auf dem Kuibisquarzit liegend, bestätigt, daß wir innerhalb der Schwarzkalkschichten stehen. Ein weiterer interessanter Aufschluß ist wenige km unterhalb der Paviansklippen, kurz bevor der Weg Kanubis-Aais den Fluß schneidet. Während das östliche Ufer flach ansteigt, und nur Hochterrassenschotter und Decksand erkennen läßt, bildet das westliche Ufer einen steilen Absturz, der folgendes Profil zeigt:

ca. 100 cm Hochterrassenschotter des Nossob (viel Schwarzkalkgeröll),
50 cm kalkiger Tonschiefer (rot, braun),
15 cm Schwarzkalk,
80 cm glimmerreicher Sandstein, z. T. kaolinisiert,
70 cm Schwarzkalk,
100 cm Sandstein, kaolinisiert (rosa, violett, weiß, gelb),
im Flußbett selbst Schwarzkalk und grüne Tonschiefer.

Die Lagerung der Sedimente ist auch hier annähernd horizontal. Da man sich an der Profilstelle im Vergleich zu den Paviansklippen jedenfalls in einer geringeren Höhenlage befindet, aber geologisch betrachtet in einem höheren Horizont, so müssen zwischen den Paviansklippen und der Profilstelle Querverwerfungen durchsetzen. Solche von kleiner Sprunghöhe (in einem Fall z. B. von 35 cm), lassen sich mehrfach an der Profilstelle beobachten.

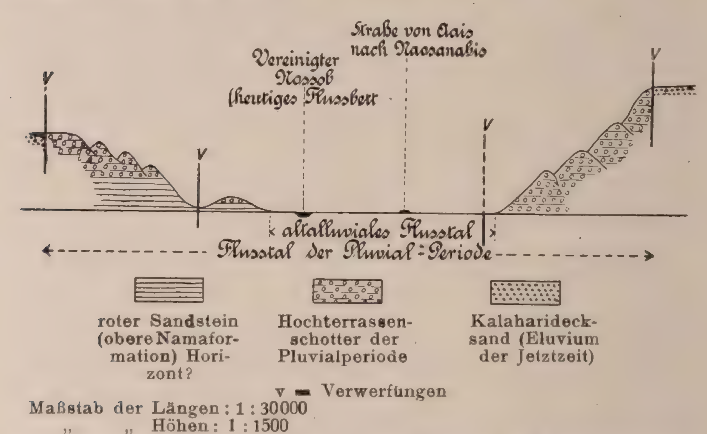
Den weißen Nossob weiter flußabwärts tritt man in der Gegend von Amasib in das Gebiet des hier annähernd horizontal liegenden oberen Waterbergsandsteins, und die zahlreichen Quellen zwischen Amasib und Aais, sowohl

im Flußbett des Weißen wie des Schwarzen Nossob, sowie die sprunghafte Verteilung des Hochterrassenschotters weisen darauf hin, daß das Gebiet um Aais herum von zahlreichen Quer- und Längsverwerfungen durchsetzt ist, näheres siehe a. a. O., Kapitel III, Tektonik.

In Aais selbst, am östlichen Ufer des Vereinigten Nossob, kurz hinter der Vereinigung des Schwarzen mit dem Weißen Nossob, hat man folgendes Profil der horizontal liegenden Schichten (von oben nach unten):

ca. 8 m oberer Waterberg-sandstein	roter, z. T. quarzitischer Sandstein mit diskordanter Parallelstruktur, roter toniger Sandstein wechsellagernd mit roten Tonschiefern;
ca. 2 m Schwarzrandschichten	grüner Quarzit, wechsellagernd mit grünen glimmerreichen Tonschiefern.

Für die Erläuterung der Struktur des besonders tektonisch sehr interessanten Tales des Vereinigten Nossob, das einen gewaltigen Grabenbruch darstellt, und von zahlreichen Querverwerfungen durchsetzt wird, füge ich das Profil von Kameelspforte hier bei.



Profil durch das Tal des Vereinigten Nossob bei Kameelspforte.

Das Bild ändert sich aber ständig, indem nördlich von Naosanobis die Hochterrassenschotter bis zur jetzigen Talsohle herabreichen, südlich Naosanobis Karoosandsteine unter dem Hochterrassenschotter zu Tage treten, bis etwa südlich von Oas und von dort ab wieder der Hochterrassenschotter bis zur jetzigen Talsohle auf beiden Seiten hinabreicht.

Dieser Teil liegt indes schon an der Westgrenze des Khauashottentottenlandes, so daß ich auf meine oben bereits zitierte Arbeit verweisen kann[8]).

Zu 3. Das Naukluftgebirge (Polizeistation Naukluft-Büllsport).

Auf der geologischen Karte von Deutsch-Südwestafrika von A. SCHENCK, welche dem „Deutschen Kolonialreich" im Abschnitt Südwestafrika beigegeben ist[9]), ist die Naukluft als ein gewaltiges Porphyr- bzw. Porphyrtuffgebiet dargestellt.

Im Anschluß an meine Arbeiten im Bastardlande, dessen südliche Grenze mit dem Nordrande der Naukluft zusammenfällt, habe ich die nördliche Hälfte der letzteren kennen gelernt, indem ich von Büllsport an der Ostseite herum, nach der Polizeistation Naukluft und weiter an dem „Oberen Wasser" und den zahlreichen anderen Quellen vorbei bis in die Nähe von Tsams und von da auf einem selten begangenen und schwer erkennbaren Fußweg auf dem Plateau des Gebirges nach Büllsport zurückritt. Dieser Fußweg mündet etwa halbwegs zwischen Büllsport und Pavianskranz in den Hauptweg Büllsport-Ababis.

Dieser Streifzug, dessen Mühseligkeiten reichlich belohnt wurden durch die Naturschönheiten, welche das Naukluftgebirge in seinem Innern darbietet, lassen dasselbe wie kaum einen zweiten Teil der Kolonie zu einem staatlichen Naturschutzpark oder Nationalpark geeignet erscheinen (Wildbestand, Vegetation, landschaftliche Schönheiten, Quellenreichtum, gesunde, fieberfreie Höhenlage).

Der geologische Bau dieses Teiles des Naukluftgebirges war folgendermaßen zu erkennen:

Das Massiv der Naukluft baut sich aus Sedimenten der Schwarzkalkformation auf (Untere Namaformation). Es sind überwiegend verschieden gefärbte Kalksteine mit Zwischenlagen von Tonschiefern und einigen wenig mächtigen Quarzitbänken. Unter letzteren ist besonders erwähnenswert ein sehr stark gepreßter und infolgedessen blauschwarz gefärbter grobkörniger Quarzit, welcher den oberen Lagen der Naukluftsedimente angehört und vielleicht die Veranlassung zu der irrigen Annahme einer Porphyrdecke gegeben hat.

---

[8]) Siehe Literatur: Khauashottentottenland.

[9]) Das Deutsche Kolonialreich von HANS MEYER, Leipzig 1910. Auch in P. ROHRBACH, Deutsche Kolonialwirtschaft, ist auf Seite 159 von porphyrischem Gestein die Rede.

Die Sedimente liegen im Innern des Gebirges fast horizontal, während an den Vorbergen, welche die nach Unis führende Straße kreuzt, die Schwarzkalkschichten antiklinal gefaltet sind.

Daß die Naukluft sich als ein schon von weitem erkennbares, gewaltiges Massiv aus der Umgebung heraushebt (im W. die Namib, im O. die Büllsporter und Maltahöher Hochfläche), verdankt sie gewaltigen tektonischen Vorgängen. An dem Ostrande des Naukluftgebirges ist die gesamte Namaformation einschließlich der Schwarzrandschichten um mehrere 100 m in die Tiefe gesunken (vergl. Tafel XXV, Fig. 2). Die Schwarzrandschichten bilden jetzt den Boden der Büllsporter Hochfläche und ihrer südlichen Verlängerung. Daß auch an der Westseite des Naukluftgebirges tektonische Verschiebungen stattgefunden haben, zeigt das Profil bei Ababis (vergl. weiter unten). Auch das Innere der Naukluft zeigt zahlreiche vertikale Verschiebungen innerhalb der Sedimente, wenn auch von geringem Ausmaß, und wellenförmige Faltungen. Auch die Gesteine selbst legen Zeugnis ab für den gewaltigen Druck, den sie haben aushalten müssen. Einzelne der Tonschieferlagen sind mit Kalksteinbänken zusammengeknetet worden, andere wieder zeigen ausgesprochene transversale Schieferung und die Quarzite lassen im Dünnschliff alle charakteristischen Merkmale einer starken Kataklase erkennen.

Bei Tsubgaus unweit Toms wurde eine Kalksteinhöhle auf 200 m im Innern verfolgt. Dieselbe bot indes nichts bemerkenswertes. Der Kalkstein ist sehr reich an Eisenglanz, und es wurden im Jahre 1909 auf diesem Gelände zahlreiche Edelmineralschürffelder abgesteckt. (!).

Das geologische Profil an der Nordseite des Naukluftgebirges zwischen Büllsport und Ababis am Rande der Namib habe ich in meiner Geologie des Bastardlandes genau angegeben. Während die Schichten, Tonschiefer und Kalksteine, in mannigfacher Wechsellagerung bis etwa nach der Wasserstelle Tsondab hin, nach NW zu einfallen, wird zwischen Tsondab und Ababis ein südliches Einfallen beobachtet. Die Kalksteine nehmen weiterhin flachgewellte Lagerung an und kurz vor Ababis steht man in einem Granit, der mit dem Zentralgranit im Bastardlande zwischen Nauchas und dem Schaffluß eine geologische Einheit bildet.

Auf dem Granit liegt bei Ababis eine wenig mächtige Bank eines quarzitischen Sandsteins, darüber ebenfalls annähernd horizontal Schwarzkalk.



Fig. 1. Sandrivier bei Schlip im Bastardland. Diskordanz innerhalb der Schwarzkalkschichten (untere Namaformation). Die oberste Kalkbank ist z. T. in weißen Oberflächenkalk umgewandelt.



Fig. 2. Blick auf die Büllsporter-Fläche von einem Berge bei Kanbis aus (Bastardland). Das Naukluftgebirge und seine Vorberge bestehen aus Schwarzkalkschichten (untere Namaformation), die Büllsporter-Fläche besteht aus Schwarzrandschichten (obere Namaformation) und verdankt ihre Entstehung einem kesselförmigen Einbruch.





Fig. 1. Nauaspforte (Bastardland). Querschnitt durch den Kanikubberg, nach Westen gesehen. Synkline Faltung des Quarzithorizontes der Primärformation.



Fig. 2. Olitantskloof (Britisch Betschuanaland, an das Khauashottentottenland angrenzend). Oberer Waterbergsandstein (Fischflußsandstein), obere Namaformation stark zerklüftet, mit schwachem Einfallen. (Ablagerungsstreifen, aus Eisenerzen und anderen Schwermineralien bestehend.)





Fig. 1. Paviansklippe am weißen Nossob. Kuibisquarzit (untere Namaformation) horizontal gelagert.



Fig. 2. Nordabhang der Witvleyberge bei Groß-Witvley. Konglomerat und Sandstein des unteren Waterbergsandsteins (obere Namaformation).



Diese geologischen Verhältnisse, die geringe Mächtigkeit der Schwarzkalkschichten bei annähernd horizontaler Lagerung in Ababis, die mehrere hundert Meter mächtigen, ebenfalls horizontal liegenden Schwarzkalkschichten der Naukluft und die zwischen Büllsport und Ababis eingekeilten, unter verschiedenen Winkeln einfallenden Sedimente desselben geologischen Horizontes finden ihre Erklärung in den tektonischen Vorgängen und lassen erkennen, daß besonders dieses Gebiet ein dankbares Arbeitsfeld für tektonische Studien darstellt.

[Manuskript eingegangen am 21. März 1914.]

---

3. *Ptilocrinus*, eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel.

Von

Herrn J. WANNER in Bonn.

Hierzu Tafel XXVIII und 3 Textfiguren.

Unter den fossilführenden unterdevonischen Schichten der Eifel zeichnen sich die seit langer Zeit bekannten Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun durch ihren Reichtum an besonders wohlerhaltenen Versteinerungen aus, von denen die Zweischaler und Brachiopoden sowohl an Arten- als Individuenzahl alle übrigen Tierklassen weit überragen. Bestimmbare Krinoiden sind von dieser berühmten Lokalität bis jetzt nicht bekannt geworden, wie aus der monographischen Bearbeitung des hier im Laufe vieler Jahre gesammelten und in verschiedenen Museen, besonders aber in Marburg aufbewahrten Materials zu ersehen ist, die DREVERMANN[1]) veröffentlicht hat. Außer zahllosen Stielgliedern lagen diesem Autor nur ein verquetschter unbestimmbarer Kelchrest und einige Abdrücke von Basalkränzen (?) vor, die ebensowenig eine Bestimmung zuließen.

Nach jahrelangen systematischen Nachforschungen ist es nun Herrn Hauptlehrer DOHM in Gerolstein gelungen,

---

[1]) DREVERMANN, F.: Die Fauna der Untercoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. Paläontographica Bd. XLIX, S. 73—119, Taf. IX—XIV Stuttgart 1902.

am eigentlichen Fundort von Oberstadtfeld „am Humerich" bestimmbare Krinoiden zu entdecken, die er mir in freundlicher Weise zur Bearbeitung überließ.

Das von Herrn DOHM gesammelte Material besteht erstens aus einer Reihe von prächtig erhaltenen Kronen von *Melocrinus* (*Ctenocrinus*) *acicularis* FOLLMANN, die zu keinen weiteren Bemerkungen Anlaß geben, da diese Art schon von FOLLMANN[2]) nach Stücken von Schütz bei Manderscheid, Prüm und Asterstein bei Coblenz, und von JAEKEL[3]) nach Stücken von Daun in einer genügenden Weise bekannt gemacht worden ist; zweitens aus einer größeren Anzahl von Exemplaren einer recht interessanten neuen Art und Gattung, für die ich den Namen *Ptilocrinus Dohmi* vorschlage. Dieser neue Typus soll im folgenden besprochen werden.

Ptilocrinus Dohmi n. g., n. sp.

(τὸ πτίλον = die Flaumfeder.)

Material: 12 mehr oder weniger vollständige Kronen liegen in Abdrücken vor, die wie fast alle Fossilien von Oberstadtfeld ausgezeichnet erhalten und auffallend wenig verdrückt sind. Die Originale sind mit den Buchstaben a bis h bezeichnet und befinden sich im geologisch-paläontologischen Museum der Universität Bonn.

Diagnose: Dorsalkapsel mäßig groß, becherförmig, ungefähr ebenso hoch wie breit, aus 3 Tafelkränzen bestehend. Platten dünn, schwach konvex, nur wenig höher als breit, Nähte vertieft. JBB[4]) 5, BB 5, ein wenig länger als die JBB und RR; pB und rpB siebenseitig, die übrigen BB sechsseitig. RR 5, länger als die JBB, aber kürzer als die BB. Zwei Analplatten im Kelch: zwischen lpR und rpR ein großes, sechsseitiges, oben dachförmig abgeschrägtes Anale x, das die beiden untersten Platten des Analtubus trägt; zwischen pB, rpB, rpR und x ein kleines, ver-

[2]) FOLLMANN, O.: Unterdevonische Crinoïden. Verh. d. nat. Ver. preuß. Rheinl. Jahrg. XLIV. 1887, 5. Folge, IV. Bd. S. 131, Taf. III, Fig. 4.

[3]) JAEKEL, O.: Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. Pal. Abh. von Dames und Kayser. N. F. Bd. III. Jena 1895. S. 33.

[4]) Es werden hier folgende Abkürzungen gebraucht: JB = Infrabasale; JBB = Infrabasalia; B = Basale; BB = Basalia; R = Radiale; RR = Radialia; x = proximalste in die Dorsalkapsel eingefügte Platte des Analtubus; RA = Radianale; pB = hinteres Basale; rpB = rechtes hinteres Basale; laR = linkes vorderes Radiale usw.

längert quadratisches RA. Analtubus hoch und schlank, aus länglichen, in vertikalen Reihen angeordneten Täfelchen zusammengesetzt. Arme lang, schlank, ungeteilt, einzeilig, mit Ramulis, die vom 3. Brachiale ab alternierend von jedem zweiten Armglied abzweigen und einseitig mit Ramulis zweiter Ordnung besetzt sind. Armglieder in der



Fig. 1. *Ptilocrinus Dohmi* n. g., n. sp. Rekonstruktion (ohne die distalen Partien der Arme und des Stieles) hauptsächlich nach Exemplar a vom Humerich bei Oberstadtfeld. ca. × $1^1/_2$

Regel ein wenig breiter als lang, im Querschnitt schwach elliptisch bis kreisrund. Stiel schwach quinquelobat, aus abwechselnd größeren und kleineren Gliedern zusammengesetzt.

Beschreibung: Die Dorsalkapsel ist becherförmig und verbreitert sich von der für den Stielansatz abgestutzten Basis ziemlich gleichmäßig bis an den Oberrand der RR, wo die Dorsalkapsel ihren größten Umfang erreicht. Ihr Durchmesser ist hier im allgemeinen viermal größer als an der Basis und ebenso groß wie die Höhe der Kapsel. Die Höhe beträgt durchschnittlich 8 mm und variiert bei den vorliegenden Individuen ungefähr zwischen 7,2 und 8,2 mm. Der Umriß der Dorsalkapsel ist bei manchen Exemplaren kreisrund, bei anderen zwar nur sehr schwach, aber doch deutlich elliptisch und zwar so, daß die kleinere Achse der Ellipse mit der Sagittalebene zusammenfällt. Diese letzteren Stücke sind ein klein wenig breiter als hoch, diejenigen mit kreisrunder Peripherie häufig ein wenig höher als breit, jedoch ist der Unterschied zwischen Höhe und Breite immer nur ein so geringer, daß er gewöhnlich noch beträchtlich unter 2 mm zurückbleibt.

Die Kelchplatten sind mäßig konvex. Die Nähte sind vertieft und senken sich kurz vor den Ecken, in denen drei benachbarte Platten zusammenstoßen, zu einer so tiefen, grübchenförmigen Depression ab, daß an diesen Stellen die Platten, deren Dicke wahrscheinlich nur eine mäßige war, papierdünn gewesen sein müssen, falls sie nicht von einem Porus durchbohrt waren. Das sieht man sehr deutlich an den dornartigen Pfeilerchen, die sich auf den Abdrücken an den genannten Stellen vorfinden, und die z. B. in den Ecken der Basalplatten eine Höhe besitzen, die ungefähr der Hälfte von der Länge einer oberen Naht einer sechsseitigen Basalplatte entspricht.

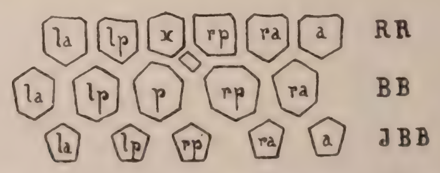


Fig. 2. Analyse der Dorsalkapsel von *Ptilocrinus Dohmi* n. g., n. sp.

Die JBB sind fünfseitig und ungefähr ebenso lang wie breit oder nur unbedeutend länger als breit. Soweit sie

nicht vom Stiel bedeckt sind, sind sie in der seitlichen Ansicht des Kelches ganz sichtbar und bilden mit dem Stiel einen Winkel von je 145—150°. Die durchschnittlichen Maße sind in Millimetern nach Messungen an mehreren Exemplaren: Länge 2,61, Breite unten 1,84, Breite oben 2,47. Hiernach verhält sich die Breite unten am Stielansatz zur größten Breite wie 74:100 und die Länge zur größten Breite wie 95:100; d. h. die JBB sind unten ziemlich genau um 1/4 schmäler als oben und um ca. 1/20 länger als breit.

Die BB sind ungefähr um 1/4 länger als die JBB. lpB, laB und raB sind sechsseitig, und um ca. 1/10 länger als breit. Oben sind sie um fast 2/5 breiter als unten. Ihre seitlichen Nähte sind am längsten, die distalen ein wenig kürzer als die seitlichen, und die proximalen wieder ein wenig kürzer als die distalen. Die distalen und proximalen Nähte schließen einen Winkel von je 110—120° ein. pB und rpB sind ungefähr ebenso groß wie die normalen sechsseitigen BB, jedoch oben mit breiter Fläche quer oder etwas schräge abgestutzt und daher siebenseitig. Für die sechsseitigen BB ergeben sich aus den Messungen mehrerer Platten folgende durchschnittliche Maße: Breite oben 3,1 mm, Breite unten 2,5 mm, Länge 3,4 mm.

Die RR erreichen ca. 4/5 von der Länge der BB, sind oben und unten gleich breit und im allgemeinen ungefähr ebenso lang wie breit. 3 RR, nämlich ra R, a R und la R sind im Umriß annähernd fünfseitig, genau genommen siebenseitig, da ihre oberen Ecken schräge abgestutzt sind. Dadurch wird der obere Rand, der ganz von der Facette eingenommen wird, um ca. 1/5 schmäler als die Platte an der Stelle ihrer größten Breite, d. i. zwischen den distalen Endpunkten der seitlichen Nähte. Durch eine vertikale Medianlinie werden diese RR in zwei vollkommen symmetrische Hälften geteilt. Sehr ähnlich ist lpR, jedoch habe ich sowohl bei dieser Platte als bei rpR an der an den Analinterradius angrenzenden oberen Ecke keine deutliche Abschrägung beobachten können. Abweichender ist der Umriß von rpR, da die beiden unteren Seiten dieser Platte, die auf RA und rpB aufruhen, sehr ungleich lang sind.

Die Fläche der Radialfacetten ist bei der Art der Erhaltung des vorliegenden Materials nicht sichtbar.

Die A r m e sind an dem Exemplare b (Taf. XXVIII, Fig. 2a, b) am besten erhalten. Das längste Armfragment zeigt hier über dem Radiale 38 uniseriale Glieder. Es ist un-

geteilt und verschmälert sich vom 1. bis zum 38. Gliede gut um die Hälfte; seine Länge kommt der $10\frac{1}{2}$ fachen Höhe der Dorsalkapsel gleich. Es besteht kein Grund für die Annahme, daß dieser Arm sich erst über dem 38. Brachiale teilte. Auch an den zahlreichen übrigen Armstücken, die an den vorliegenden Exemplaren stets mehr oder weniger vollständig erhalten sind, ist nirgends eine Teilung eines Armes in zwei gleich starke Hauptstämme zu beobachten. Man darf somit wohl mit Sicherheit behaupten, daß die Arme in ihrer ganzen Länge ungeteilt sind. Ferner ergibt sich unter Berücksichtigung des oben angegebenen Grades der Verschmälerung, den die vollständigen Armfragmente des Exemplares b erkennen lassen, und unter der Annahme, daß die Verschmälerung auch in den nicht erhaltenen distalen Armpartieen in demselben Maße sich weiter vollzieht, daß die vollständigen Arme eine Länge besessen haben, die ungefähr der fünfzehnfachen Höhe der Dorsalkapsel entspricht. Ähnliche Resultate erhält man auch, wenn man bei den übrigen Exemplaren die Armfragmente in der bezeichneten Weise zu ergänzen versucht.

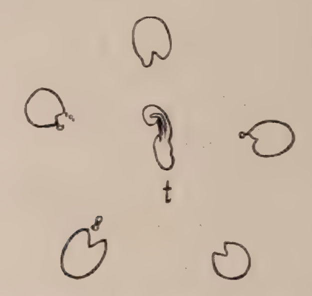


Fig. 3. Querschnitt durch die Krone des Exemplares h von *Ptilocrinus Dohmi* n. g., n. sp. auf der Höhe der 6.—7. Armglieder. $\times\ 2^1/_3$. Zeigt die Armglieder mit ihrer Ventralfurche, einige Ramuli und den Analtubus (t) annähernd im Querschnitt.

Die Nähte zwischen den einzelnen Armgliedern sind einander vollkommen parallel und liegen schwach vertieft. Die Brachialia selbst darf man im Querschnitt als kreisrund oder schwach elliptisch bezeichnen, wenn man von der Ventralfurche absieht. Sie sind um ca. $^1/_5$ breiter als lang. Bei den proximalsten Gliedern sind die diesbezüglichen durchschnittlichen Maße: Breite 2,5 mm; Länge (bzw. Höhe) 2,0 mm. Die proximalen Armglieder sind demnach deutlich

kürzer und schmäler als die RR, sonst aber von den letzteren so wenig unterschieden und so wenig abgesetzt, daß man den Eindruck erhält, daß die Arme fast unvermittelt in den Kelch übergehen. Die Glieder desselben Armes sind untereinander nicht ganz gleich lang, jedoch sind die Differenzen in dieser Hinsicht nur sehr geringe. Jedenfalls steht die Verkürzung der Armglieder nach dem distalen Ende zu in gar keinem Verhältnis zu der Verschmälerung, die sie in dieser Richtung erfahren. Nicht selten kann man ferner beobachten, daß diejenigen Armglieder, aus denen die Ramuli entspringen, gerade noch erkennbar länger sind, als die dazwischen liegenden ramulifreien.

Die Ventralfurche bildet einen V-förmigen Einschnitt, dessen Tiefe ungefähr $1/4$—$1/3$ von der Tiefe eines Gliedes und dessen größte Breite ca. $1/3$—$1/2$ von der größten Breite eines Gliedes erreicht. Die Deckplättchen, deren Abdrücke häufig vorzüglich erhalten sind, ordnen sich in zwei Längsreihen an. Die Nähte zwischen den einzelnen Plättchen treffen die den beiden Reihen gemeinsame Medianlinie unter einem schrägen Winkel. Ihre Zahl beträgt innerhalb eines jeden Gliedes in jeder Reihe 4. (Siehe Taf. XXVIII, Fig. 6a, b.)

Die Arme geben Seitenzweige (Ramuli) ab, die alternierend aus jedem zweiten Armglied entspringen. Die beiden ersten Brachialia sind jedoch stets frei von Ramulis. Der erste Ramulus erscheint am dritten Brachiale, worauf die weitere Abzweigung der Ramuli sich vollkommen regelmäßig vollzieht, wie das auf Taf. XXVIII, Fig. 7 abgebildete, aus 24 Gliedern bestehende Armfragment des Exemplares g besonders gut erkennen läßt. Die Ansatzstellen der Ramuli liegen auf dem distalen Drittel der Armglieder neben der Ventralfurche.

Die Ramuli erscheinen an den vorliegenden Stücken schwach bogenförmig gekrümmt und erreichen eine Länge, die der Länge von 5—8 Armgliedern gleichkommt. In der Rekonstruktion unseres Krinoiden (Textfig. 1) dürften sie daher im allgemeinen vielleicht noch ein wenig länger gezeichnet sein. Am proximalen Ende besitzen sie ungefähr $1/3$ von der Breite eines Armgliedes; nach dem distalen Ende zu werden sie allmählich schmäler. Die Ramuli tragen schwächere, gegliederte Ästchen, die jedoch nur auf einer Seite des Ramulus in einer Zahl von 5—7 ansetzen und sich niemals verzweigen.

Die Seitenästchen sind ungefähr halb so breit wie die Ramuli, nahe den Armen am längsten und werden im

allgemeinen um so kürzer, je näher sie am distalen Ende des Ramulus entspringen. Die Abzweigung dieser Seitenäste erfolgt ziemlich regelmäßig an jedem zweiten Gliede des Ramulus.

Analstrukturen: Das RA ist klein, verlängert quadratisch oder rhomboid. Seine Länge von pB nach rpB ist in der Regel um 1/4 kürzer als seine Länge vom Anale x nach rpB, welch letztere ungefähr der halben Länge eines Radiale entspricht.

Das Anale x ist ganz in den Radialkranz eingefügt, in der Größe von den Radialplatten nicht wesentlich verschieden, um ca. 1/5 länger als breit und im Umriß sechsseitig. Von seinen beiden unteren Seiten ist die auf pB aufruhende 2—3 mal länger als die an RA angrenzende. Die beiden oberen Seiten treten unter einem sehr stumpfen Winkel dachförmig zusammen und tragen zwei unter sich ziemlich genau gleich große Platten, deren Länge ungefähr der halben Länge des Anale x gleichkommt. Auf diese Platten, die mit lt_1 und rt_1 bezeichnet werden mögen, folgen zwei weitere von annähernd gleicher Länge wie lt_1 und rt_1, nämlich lt_2 und rt_2, die unter sich mindestens ebenso lang oder ein wenig länger als breit erscheinen, in Wirklichkeit jedoch ebenso wie lt_1 und rt_1 breiter als lang sind, da die Linie, die in der Ansicht von der Analseite als ihre äußere seitliche Begrenzung erscheint, keine Nahtlinie ist, sondern nur die Umbiegung dieser Platten nach innen bezeichnet.

Auf lt_2 und rt_2 folgen die regulären Plättchen des Analtubus, der am vollständigsten am Exemplare b sichtbar ist. (Taf. XXVIII, Fig. 2a.) Der schwach gekrümmte Analtubus nimmt ungefähr bis zur Höhe des 6. Armgliedes ein wenig an Breite zu, worauf er sich zu verschmälern beginnt, so daß er ungefähr auf der Höhe des 17. Brachiale nur noch die Hälfte von seiner größten Breite besitzt. Das wahrscheinlich in einer gerundeten Spitze auslaufende distale Ende ist nicht erhalten, so daß die gesamte Länge nicht genau angegeben werden kann. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß er nicht viel weiter als über das 20. Brachiale hinaufreichte und somit ungefähr 1/3 von der Länge der Arme erreicht haben mag. Der Analtubus besteht aus verbreitert hexagonalen Plättchen, die in 8 vertikalen bzw. Längsreihen angeordnet sind. Die die benachbarten Längsreihen verbindenden Nähte sind zickzackförmig, da die Plättchen benachbarter Reihen miteinander alternieren. Die Nähte

zwischen den einzelnen Plättchen derselben Reihe stehen zu den Längsnähten im allgemeinen senkrecht; nur selten sind sie schräge auf die Längsnaht gestellt. Die Höhe der einzelnen Platten ist nicht vollkommen gleich, da öfter einzelne niedrige Plättchen mit ein wenig höheren abwechseln. Der Unterschied in der durchschnittlichen Höhe der Plättchen aus verschiedenen Teilen des Analtubus ist jedoch kein nennenswerter. An dem in Fig. 2 c abgebildeten Exemplare b sind in der rechten seitlichen Längsreihe von der Basis, die annähernd der wirklichen Basis des Analtubus entspricht, bis zum distalen Bruchrand, ein Abstand, der einer Länge von 28 mm entspricht, 60 Plättchen vorhanden. Die durchschnittliche Höhe der einzelnen Plättchen beträgt demnach ziemlich genau $^1/_2$ mm, während ihre durchschnittliche Breite in den verschiedenen Längsreihen der proximalen Hälfte des Tubus zu ungefähr 2 mm angegeben werden kann. In der distalen Hälfte, wo der Analtubus immer schmäler wird, behalten die Plättchen in einigen Reihen die gleiche Breite bei, in anderen Reihen verschmälern sie sich allmählich, bis sie völlig verschwinden. Ungefähr in einem Abstande von 25—30 mm von der Basis sind dann statt 8 nur mehr 6 Längsreihen, und anscheinend schon nahe der Spitze des Analtubus, nur mehr 4 Längsreihen vorhanden. Die Nähte zwischen den Plättchen ein und derselben Reihe sind nicht oder nur äußerst schwach vertieft; im Gegensatz hierzu liegen die den benachbarten Plättchenreihen gemeinsamen Längsnähte in mehr oder weniger kräftigen, furchenartigen Depressionen. In diesen Furchen bemerkt man auf dem seitlichen Rande eines jeden Plättchens noch zwei weitere schlitzförmige Vertiefungen, die quer über die gemeinsame Längsnaht hinwegsetzen. Bei dem Erhaltungszustande des vorliegenden Materials läßt sich jedoch nicht feststellen, ob diese Schlitze wirkliche Poren sind, wie sie von Springer[5]) im Ventralsack verschiedener fistulater Krinoiden nachgewiesen worden sind oder ob sie nur wie bei *Botryocrinus decadactylus* Bather[6]) durch eine Faltung des äußeren Randes der Plättchen zustande gekommen sind. Im Querschnitt erscheint der Ventralsack stark zusammengedrückt. In einer Richtung ist sein

[5]) Springer, Fr.: On the presence of pores in the ventralsac in fistulate Crinoids. Americ. Geologist. vol. XXVI. 1900 S. 133 bis 151 pl. XVI.

[6]) Bather, F. A.: British fossil Crinoids V. Ann. and Mag. of Nat. Hist. 6 Ser. vol. 7. 1891. S. 400. Taf. XIII, Fig. 7.

Durchmesser dreimal größer als quer zu dieser (siehe Textfigur 3). Diese abgeplattete Form darf man vielleicht für eine ursprüngliche halten, da weder die Dorsalkapsel noch die Arme Spuren einer nachträglichen Zusammendrückung erkennen lassen. Die Abdrücke der Außenseite des Analtubus zeigen im Vergleich zu denen der Arme und der Dorsalkapsel ein auffallend rauhes Ansehen. Es scheint daher, daß der Analtubus, was in den Abbildungen nicht genügend zum Ausdruck kommt, im Gegensatz zu den übrigen Elementen der Krone durch eine feine Körnelung ausgezeichnet war.

Eine Analöffnung ist an den vorliegenden Fragmenten nicht zu erkennen. Das weist darauf hin, daß sie nahe der distalen Spitze liegt, die an unseren Exemplaren entweder abgebrochen oder nicht sichtbar ist.

Die Kelchdecke: Da ein großer Teil der oralen Fläche vom Analtubus eingenommen wird, so bleibt hier nur für wenige andere Skelettelemente noch Raum. Abgesehen von den Platten des Ventralsacks besteht die Kelchdecke aus 4 länglichen, stark konvex gekrümmten und nach dem Mittelpunkt der Kelchdecke schräge ansteigenden Plättchen, die im linken und rechten vorderen und im linken und rechten hinteren Interradius liegen. Sie sind im Umriß siebenseitig. Mit ihren proximalen Seiten ruhen sie in dem Einschnitt auf, den die abgestutzten oberen Ecken benachbarter RR bilden. Ihre seitlichen Nähte sind konvex nach einwärts gekrümmt, entsprechend der Rundung der untersten Armglieder, an die sie anschließen. Das distale Drittel der Interradialplatten verschmälert sich und ist am Ende quer abgestutzt. Der Raum zwischen diesen distalen Partien wird in jedem Radius von einer doppelten Längsreihe ambulakraler Deckplättchen ausgefüllt, die aus den Ventralfurchen der Arme in die Kelchdecke fortsetzen und im Scheitel derselben zusammentreffen.

Der Stiel: An dem sonst sehr unvollständigen Exemplare e (Taf. XXVIII, Fig. 5) ist der an die JBB anschließende Teil des Stieles in einer Länge von 19 mm erhalten. Dieses Fragment zeigt ca. 52, abwechselnd größere und kleinere, in der ganzen Länge des Fragmentes aber vollkommen gleichbleibende Glieder. Die Höhe der größeren Glieder beträgt 0,5 mm, ihre Breite 2 mm; die Höhe der kleineren Glieder 0,25 mm, ihre Breite 1,9 mm. Es verhält sich demnach die Höhe zur Breite bei den größeren Gliedern wie 1:4, bei den kleineren Gliedern ungefähr wie 1:8. Der

größte Durchmesser des Stieles ist ca. viermal kleiner als der der Dorsalkapsel. Die Seiten der Glieder sind konvex, die Nähte geradlinig, die Gelenkflächen an keinem Exemplare sichtbar. Der Querschnitt der Glieder ist schwach quinquelobat. Diese Form des Querschnittes wird durch furchenartige Depressionen verursacht, die in jedem Interradius den Stiel seiner Länge nach einschnüren. An den Stellen, wo diese Furchen über die Nähte hinwegsetzen, sind sie besonders kräftig vertieft. So entstehen an allen Nähten kleine Grübchen, die auf den kleinen Stielgliedern wegen der geringen Höhe der letzteren fast zu einer einheitlichen Vertiefung zusammenfließen. Auf dem Abdrucke des Stieles erscheinen diese Vertiefungen als kleine vorragende Zapfen, die ebenso lang sind wie die oben (S. 346) beschriebenen dornartigen Pfeilerchen, die sich auf den Abdrücken der Dorsalkapsel an den Verbindungspunkten der Nähte finden. Ob es sich bei diesen grübchenförmigen Vertiefungen des Stieles um wirkliche Poren handelt, vermag ich bei der Art der Erhaltung des vorliegenden Materials nicht zu entscheiden.

Systematische Stellung und Vergleiche: Das beschriebene neue Genus stimmt im Bau seines Kelches mit einigen Gattungen der *Dendrocrinoidea* Bather, nämlich mit *Botryocrinus* Angelin und mit *Lasiocrinus* Kirk überein[7]). Auch im Bau der Arme weisen gewisse Merkmale mit Bestimmtheit auf die Dendrokrinoiden hin, vor allem die Tatsache, daß nicht von jedem Armglied ein Ramulus abzweigt, sondern regelmäßig erst von jedem zweiten, ein Verhalten, das mir für die Beurteilung der systematischen Stellung unseres *Ptilocrinus* von ebenso großer Wichtigkeit erscheint wie der Kelchbau. Andererseits entfernt sich *Ptilocrinus* im Bau seiner Arme fast von allen *Dendrocrinoidea*, die bekanntlich fast stets durch dichotom, wenn auch gelegentlich unregelmäßig verzweigte Arme ausgezeichnet sind, insofern, als er in jedem Strahl

[7]) Besonders augenfällig ist die Übereinstimmung im Bau des Kelches z. B. mit *Lasiocrinus tenuis* Bather (Bather, Crin. of Gotland 1890 S. 105 Taf. IV, Fig. 144—146), eine Art, die ebenso wie *Lasiocrinus scoparius* Hall bisher in der alten Hallschen Gattung *Homocrinus* untergebracht wurde, über deren Fassung eine ziemliche Unklarheit herrschte. Kirk hat jetzt in einer Revision dieser Gattung (Notes on the fossil crinoid genus Homocrinus Hall, Proc. Un. Stat., Nat. Mus. vol. 46, p. 473—483. 1914.) mit Recht vorgeschlagen, den Gattungsnamen *Homocrinus* auf Formen wie *H. parvus* Hall zu beschränken.

nur einen einfachen, ungeteilten Arm besitzt. Diese Eigentümlichkeit gehört wohl zu den bemerkenswertesten unserer neuen Gattung und ist sonst unter den *Dendrocrinoidea* nur äußerst selten zu finden, z. B. bei manchen Exemplaren von *Botryocrinus corallum* ANGELIN[8]) und bei *Botryocrinus cucurbitaceus* ANG. sp.[9]), wo sie jedoch durch die im Vergleich zu den Armen sehr kräftige Entwicklung der Ramuli zum mindesten stark abgeschwächt wird. In der gleichen typischen Weise wie bei *Ptilocrinus* kommt sie unter den *Dendrocrinoidea* meines Wissens nur bei der Gattung *Lophocrinus* H. v. MEYER vor. Die schon von H. v. MEYER ganz richtig beobachtete, aber später mehrfach angezweifelte Tatsache, daß sich bei *Lophocrinus* die primären 5 Armstämme nicht teilen, ist erst von JAEKEL[10]), dem wir die ersten eingehenden Untersuchungen über diesen interessanten unterkarbonischen Krinoiden verdanken, in einer vollkommen einwandfreien Weise bestätigt und in ihrer Bedeutung richtig eingeschätzt worden, indem er sagte: „*L.* stellt sich durch den Mangel einer primären Gabelung der 5 Armstämme den jüngeren und älteren Fistulaten gegenüber und bildet dadurch in morphologischer Hinsicht ein bemerkenswertes Unikum." Wesentlich auf Grund dieser Eigentümlichkeit des Armbaues hat sich daher schon JAEKEL dahin ausgesprochen, daß *Lophocrinus* die Aufstellung einer neuen Familie oder Unterfamilie unter den *Dendrocrinacea* notwendig machen wird, eine Ansicht, in der ihm BATHER[11]) folgte, indem er *Lophocrinus* als Vertreter einer eigenen Familie (*Lophocrinidae*) neben den Botryokriniden in die Unterordnung der *Dendrocrinoidea* einreihte.

Neben der Einstämmigkeit ist für die Arme von *Ptilocrinus* bezeichnend, daß von den Ramuli einseitig von jedem zweiten Gliede Seitenäste abzweigen, ein Merkmal, nach dem wir allerdings bei *Lophocrinus* vergeblich suchen und das auch bei den übrigen Dendrokrinoiden nur selten und in einer viel weniger ausgesprochenen Weise auftritt. Durch die regelmäßige Abzweigung von langen Seitenästchen von den Ramuli wird das ambulacrale Wimpersystem enorm verlängert und in dieser Hinsicht steht der unterdevonische

[8]) ANGELIN, N. P.: Iconographia Crinoideorum etc. 1878 S. 24, Taf. XV, Fig. 9.

[9]) ANGELIN: l. c. Taf. IV, Fig. 9.

[10]) JAEKEL, O.: Beiträge zur Kenntnis d. pal. Crinoiden Deutschlands. S. 90—93, Taf. VII.

[11]) BATHER, F. A.: The Crinoidea. 1900. S. 179. in E. RAY LANKESTER, A Treatise on Zoology.

Ptilocrinus schon auf einem Höhepunkt in der Entwicklung, der von dem zweiten, bis jetzt bekannten Dendrokrinoid mit ungeteilten Armen, nämlich von *Lophocrinus* in morphologischer Hinsicht nicht erreicht wird, vielleicht in physiologischer Hinsicht, indem bei *Lophocrinus* durch die im Vergleich zu *Ptilocrinus* starke Verkürzung der einzelnen Armglieder die Zahl der Ramuli in dem gleichen Raume in entsprechender Weise gesteigert wird. Das Fehlen dieser Seitenäste zweiter Ordnung bei *Lophocrinus* ist für mich auch der wesentliche Grund, der mich verhindert, die unterkarbonische Gattung *Lophocrinus* als einen direkten Nachkommen des unterdevonischen *Ptilocrinus* zu betrachten, eine Annahme, der die übrigen Unterschiede, die diese beiden Gattungen trennen, nach meiner Auffassung nicht die geringsten Schwierigkeiten bereiten würden.

Diese Unterschiede sind nämlich sonst durchwegs solche, wie sie sich in der phylogenetischen Entwicklung älterer Fistulaten zu jüngeren ganz allgemein herauszubilden pflegen. *Lophocrinus* besitzt im Gegensatz zu *Ptilocrinus* nur eine einzige Analplatte im Kelche, ähnlich wie viele Vertreter der jüngeren *Poteriocrinoidea*. Da sich der Verlust der Analplatten im Kelch erfahrungsgemäß in den verschiedensten Stammreihen der Krinoiden vollzieht, so kann ich der Meinung Jaekels, daß *Lophocrinus* wegen des Fehlens des Radianale in keinen näheren Beziehungen zu den Poteriokriniden ohne RA steht, nur beistimmen. Wir müssen daher annehmen, daß *Lophocrinus* sich aus einem älteren Dendrokrinoid mit RA entwickelt hat und unter dieser letzteren ist zurzeit *Ptilocrinus* zweifellos derjenige, der als Ahne von *Lophocrinus* in allererster Linie in Betracht kommen würde.

Ein weiterer Unterschied zwischen *Ptilocrinus* und *Lophocrinus* gibt sich darin zu erkennen, daß bei dem ersteren die Armglieder von parallelen Nahtflächen begrenzt werden, während bei dem letzteren die Armglieder keilförmig sind. Auch eine derartige Veränderung liegt bekanntlich durchaus in der Richtung der Entwicklung, die die Arme in verschiedenen Stammreihen zu durchlaufen pflegen, indem die Glieder von einer uniserialen Anordnung in eine biseriale übergehen, wobei das erste Stadium dieses Prozesses durch die Ausbildung keilförmiger Glieder gekennzeichnet wird.

Auch in der Ausbildung des Stieles sind zwischen *Lophocrinus* und *Ptilocrinus* gewisse Unterschiede wahrzunehmen, die nicht gegen enge verwandtschaftliche Be-

ziehungen dieser beiden Gattungen sprechen. Während der Stiel von *Ptilocrinus*, soweit derselbe bekannt ist, durchweg aus abwechselnd größeren und kleineren Gliedern besteht, zeigt der Stiel von *Lophocrinus* nach der Darstellung JAEKELS (a. a. O., Taf. VII, Fig. 5—6) eine derartige Ausbildung nur im Bereiche der 10 proximalen Glieder, während die distalfolgenden Glieder zylindrisch sind. Es würde also jedenfalls das für *Ptilocrinus* bezeichnendste Merkmal des Stieles bei *Lophocrinus* noch an den jüngsten Stielgliedern erkennbar sein.

Der Analtubus zeigt bei beiden Gattungen nur einen sehr geringfügigen Unterschied, der bei der Beurteilung der stammesgeschichtlichen Beziehungen dieser Gattung kaum von Wichtigkeit sein dürfte. Bei *Lophocrinus* sind nämlich nach JAEKEL die Platten des Analtubus in 5 (oder 6) vertikalen Reihen angeordnet, bei *Ptilocrinus* hingegen in 8.

Außer dem unterkarbonischen *Lophocrinus* habe ich keinen Krinoiden auffinden können, der gleich enge Beziehungen zu unserem Typus aufzuweisen hätte. Gleichwohl bieten noch einige Gattungen aus dem deutschen Unterdevon, vor allem *Rhenocrinus* und *Rhadinocrinus* JAEKEL in mancher Hinsicht ganz interessante Vergleichspunkte dar, wenn auch die Unterschiede zwischen allen diesen Krinoiden und *Ptilocrinus* meines Erachtens weitgehender sind, als die zwischen *Lophocrinus* und *Ptilocrinus*. So zeigt *Rhadinocrinus* JAEKEL aus den oberen Schichten des Unter-Devon zweifellos eine große allgemeine Ähnlichkeit mit *Ptilocrinus*, die besonders in dem übereinstimmenden Habitus des kleinen Kelches, der ähnlich wie bei *Ptilocrinus* nach oben unmerklich in die Arme übergeht, in den langen, über den Primaxillaria sich nicht mehr gabelnden Armen, in der ähnlichen Weise der Abzweigung der Ramuli und der weitgehenden Übereinstimmung im Analtubus ihren Ausdruck findet. Andererseits sind jedoch bei *Rhadinocrinus* die Arme über dem 5. Gliede deutlich in 10 Hauptstämme gegabelt und im Kelch sind 3 Analplatten vorhanden.

Rhenocrinus ist für uns von besonderem Interesse, weil bei der typischen und zugleich ältesten bis jetzt bekannten Art dieser Gattung, *R. ramosissimus* JAEKEL nach der Diagnose JAEKELS[12]) 5 lange Arme vorhanden sind, die

---

[12]) In W. E. SCHMIDT: Der oberste Lenneschiefer zwischen Lethmathe und Iserlohn. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905. S. 544.

sich nicht alle und nicht in gleicher Entfernung vom Kelch zu gabeln brauchen. „An dem einen Arm findet die Gabelung etwa am 20. Brachiale statt, an einem anderen etwa am 47.“ Erst bei den jüngeren (mitteldevonischen) Formen dieser Gattung nimmt nach W. E. Schmidt die bei *Rh. ramosissimus* unbeständige Armgabelung eine feste Form an und die Ramuli, die bei der letzteren Art nicht in regelmäßigen Abständen folgen, entspringen ziemlich regelmäßig alternierend aus jedem zweiten Glied. Bei *Rh. Winterfeldi* beginnt die Gabelung nach W. E. Schmidt am 19. Glied, bei *Rh. Minae* über dem 3. Diese Formen scheinen die auch aus anderen Gründen sehr wahrscheinliche Annahme zu bestätigen, daß die Fistulaten mit dichotom verzweigten Armen aus solchen mit ungeteilten Armen hervorgegangen sind und zwar, wie es scheint, in der Weise, daß die isotome Gabelung in der distalen Region der Arme in einer wenig beständigen Weise ihren Ausgang nahm und erst im Laufe der weiteren stammesgeschichtlichen Entwicklung mehr und mehr sich konsolidierte und gegen den Kelch zu herunterrückte. *Rhenocrinus* und besonders die älteste Art dieser Gattung hat sich von jenen primitiven Formen mit ungeteilten Armen erst wenig entfernt und muß deshalb zweifellos zu denjenigen Typen unter den heute bekannten Dendrokrinoiden gerechnet werden, die der Gattung *Ptilocrinus* am nächsten stehen. Er kann aber schon aus dem Grunde nicht als direkter Vorläufer von *Ptilocrinus* in Betracht kommen, da die Gabelung sich schon bei dem aus dem Hunsrückschiefer, also aus einer älteren Stufe als *Ptilocrinus*, stammenden *Rh. ramosissimus* in einer mehr oder weniger deutlichen Weise einstellt. Im übrigen unterscheidet er sich auch durch den Besitz von 3 Analplatten sehr deutlich von *Ptilocrinus*.

Außer diesen durch die Arbeiten Jaekels wohl bekannten Gattungen mag schließlich noch der von Zeiler und Wirtgen[13]) beschriebene *Poteriocrinus rhenanus* zum Vergleich herangeholt werden, eine Art, die von Jaekel[14])

---

[13]) Zeiler, F., und Wirtgen, Ph.: Bemerkungen über die Petrefacten der älteren devonischen Gebirge am Rheine, insbesondere über die in der Umgegend von Coblenz vorkommenden Arten. Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. XII. Jahrg. Bonn 1855, S. 20, Taf. VII, Fig. 1—3.

[14]) Jaekel, O.: Beiträge zur Kenntnis d. paläozoischen Crinoiden Deutschlands. Paläont. Abh. von Dames und Kayser, N. F. Bd. III. Jena 1895. S. 84—85.

mit Recht eingezogen wurde, da die von ZEILER und WIRTGEN als *Poteriocrinus rhenanus* abgebildeten Exemplare zu drei Arten dreier Gattungen gehören und die von den genannten Autoren gegebene Beschreibung so indifferent ist, daß sie auf keines ihrer Exemplare mit Sicherheit zu beziehen ist. Während nach JAEKEL das von ZEILER und WIRTGEN in Fig. 2 Taf. VII abgebildete Stück zu einer auf Grund eines reicheren Materials von JAEKEL als *Bactrocrinus Zeileri* beschriebenen Art zu stellen ist, zeigt das aus der unterdevonischen Grauwacke von Niederlahnstein stammende Exemplar der Fig. 3 schon auf den ersten Blick eine auffallende Ähnlichkeit mit unserem *Ptilocrinus Dohmi* von Oberstadtfeld. Eine vollkommene Übereinstimmung ist vor allem vorhanden in der Gestalt und Größe der Dorsalkapsel, in den proximalen Armgliedern, soweit dieselben an dem Exemplare von ZEILER und WIRTGEN erhalten sind, in dem gegenseitigen Größenverhältnis der Tafelkränze des Kelches und in der Form der einzelnen Kelchtafeln. Auch das Vorhandensein eines siebenseitigen Basale ist aus der Zeichnung ZEILERS und WIRTGENS sehr klar zu erkennen. Auf diesem Basale ruht eine Radialplatte auf, so daß es das rechte hintere (rpB) sein müßte, falls das Fragment von Niederlahnstein mit unserer Art ident wäre. Da jedoch bei der letzteren an rpB ein RA angrenzt, was bei dem genannten Fragment nach der Zeichnung bei ZEILER und WIRTGEN nicht der Fall ist, so kann trotz der weitgehenden Übereinstimmung in denjenigen Merkmalen, die an dem sehr unvollkommenen Exemplar ZEILERS und WIRTGENS erkennbar sind, von einer Zugehörigkeit dieses Exemplars zu unserer Gattung *Ptilocrinus* keine Rede sein.

Wenn wir die voranstehenden Ausführungen kurz zusammenfassen, so ergibt sich: Die neue Gattung *Ptilocrinus* gehört zu den *Dendrocrinoidea*. In ihrem Kelchbau stimmt sie mit gewissen Botryokriniden (*Botryocrinus* ANGELIN, *Lasiocrinus* KIRK) vollkommen überein. Auch in den Armstrukturen hat sie eine Reihe von Merkmalen mit den *Dendrocrinoidea* gemein, entfernt sich jedoch dadurch, daß im ganzen nur 5 Arme vorhanden sind, die sich nicht in gleichwertige Hauptstämme teilen, weit von den typischen Vertretern dieser Gruppe. Diese letztere sehr auffallende Eigentümlichkeit kommt sonst innerhalb der *Dendrocrinoidea* nur dem unterkarbonischen *Lophocrinus* zu, wodurch die Beziehungen unserer neuen Gattung *Ptilocrinus* zu *Lophocrinus* so enge werden, daß diese ihre natürliche Stellung



Erklärung zu Tafel XXVIII.

Ptilocrinus Dohmi n. g., n. sp.

Fig. 1. Dorsalkapsel und proximale Armpartieen des Exemplares a von der Analseite. × 2.

Fig. 2 a. Krone des Exemplares b von der Vorderseite. Nat. Gr. Die Basis der Dorsalkapsel und die proximalsten Stielglieder sind nach anderen gleichgroßen Stücken ergänzt.

Fig. 2 b. Der linke vordere Arm des in Fig. 2 a abgebildeten Exemplares b vom 14.—33. Gliede. × 2.

Fig. 2 c. Der Analtubus und ein Armfragment des Exemplares b von der Inalseite. × 2.

Fig. 3. Dorsalkapsel in Verbindung mit dem Analtubus. Nach Exemplar c. × 2.

Fig. 4. Dorsalkapsel und Armfragmente des Exemplares d von der Vorderseite. × 2.

Fig. 5 a. Stielfragment mit den Infrabasalia. × 2. Nach Exemplar e.

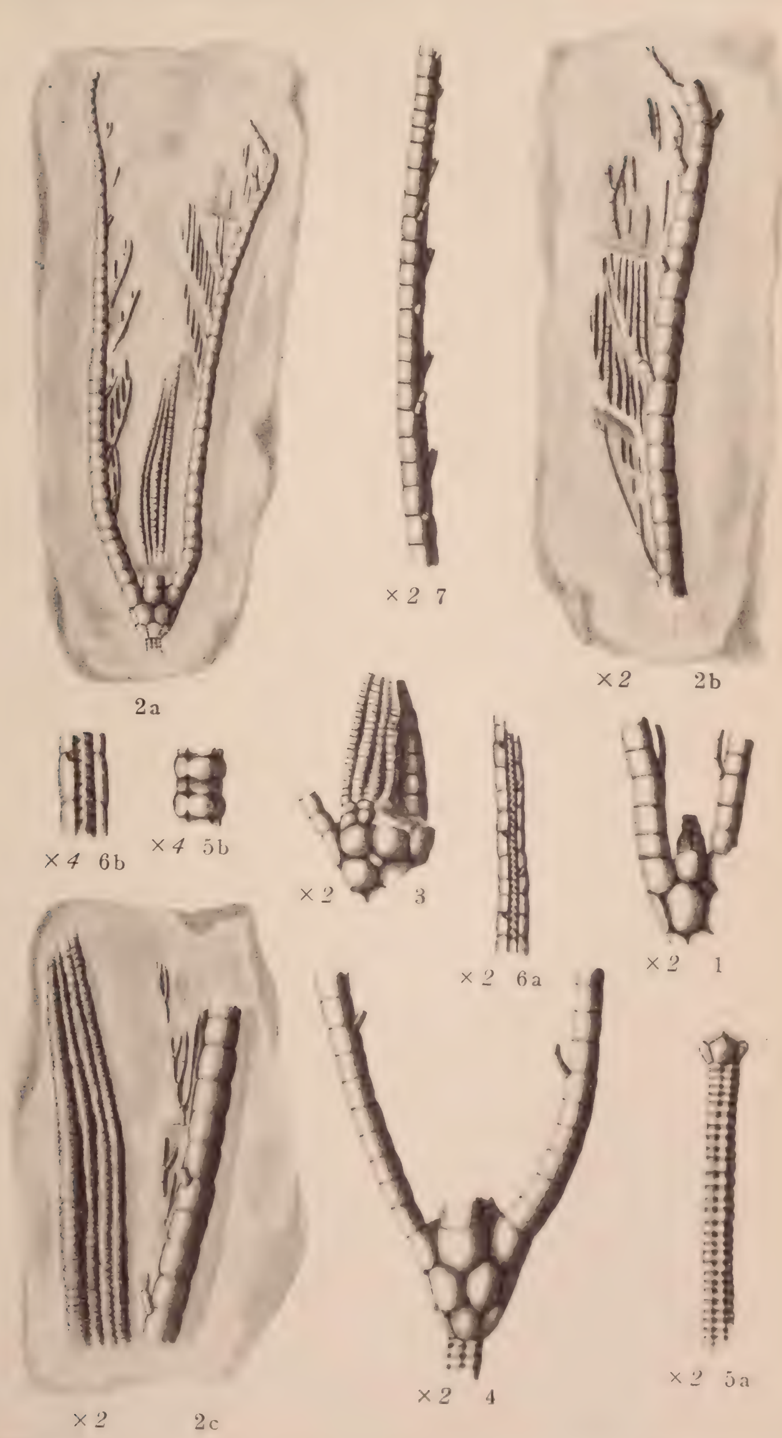
Fig. 5 b. Drei Glieder des gleichen Stielfragmentes. × 4.

Fig. 6 a. Teil eines Armes mit der Ventralfurche und den Deckplättchen. Nach Exemplar f. × 2.

Fig. 6 b. Einige Armglieder von demselben Fragment. × 4.

Fig. 7. Langes Armfragment, das die Abzweigung der Ramuli deutlich zeigt. Nach Exemplar g. × 2.

Alle Figuren sind nach Wachs- oder Gelatineabdrücken gezeichnet.



T. Study.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W

Ptilocrinus



im System besser neben *Lophocrinus* als neben *Botryocrinus* und Verwandten findet. Ich reihe sie daher in die Familie der Lophokriniden ein und definiere diese unter Berücksichtigung unseres neuen Typus jetzt folgendermaßen: „*Dendrocrinoidea* mit nur einem ungeteilten Arm in jedem Strahl, mit Ramuli, die von jedem zweiten Armglied alternierend ausgehen. Mit oder ohne RA, mit Anale x, das zwei Platten des Analtubus trägt."

[Manuskript eingegangen am 31. I. 1916.]

4. Über Meerestransgressionen und daran sich anknüpfende Fragen.

Von Herrn W. Deecke.

Seit langer Zeit interessierte mich die Art und Weise, wie sich Meerestransgressionen und im besonderen, wie sich das Einwandern der Faunen vollzieht und wie sich deren Entwicklung in dem neu eroberten Gebiete gestaltet. Gerade in Europa haben wir dafür zahlreiche typische Beispiele, von dem skandinavischen Cambrium an bis zur Litorinasee. Es gewährt einen gewissen Reiz, einzelne charakteristische gemeinsame Züge oder die Unterschiede, welche die Änderung in der Zusammensetzung der Tierwelt bedingt, vergleichend hervorzuheben, ferner das Schicksal zu verfolgen, welches einzelne Gattungen oder ganze Ordnungen erlitten. Diesen Fragen soll der folgende Aufsatz gewidmet sein.

Wir haben in Deutschland zwei Beispiele verschiedener Art, nämlich die Transgression der unteren Trias und des unteren Lias, welche zur Bildung eines Binnenmeeres und zu einer von tiefen Löchern durchsetzten Schelfsee führten.

Am klarsten ist der Gesamtvorgang bei der unteren Trias. Ganz langsam sinkt eine weite Landschaft unter den Spiegel der See, aber so, daß das hereingetragene, abgeschwemmte oder umgelagerte Sandmaterial trotz der bis 1000 m im Maximum messenden Eindellung den Boden aufzufüllen und den Charakter einer ganz flachen, nur eben vom Wasser überspülten Uferzone aufrecht zu erhalten vermag. Diese von Wind und Wellen immer bewegten, kaum zur Ruhe gelangenden Buntsandstein-Massen waren nicht geeignet, ein reicheres Tierleben zu gestatten. Erst im obersten Teil, im Röt, kommen mit Landpflanzen einige Gattungen vor, die wirklich marin sind, neben solchen indifferenten Charakters. Die ersten sind *Limulus*, *Myophoria*, *Gervillia*, *Lingula*, die letzten *Estheria*, mehrere andere Krebse und Fische. Es sind Vorläufer der Muschelkalkformen, und sie liegen in sandig-tonigen Lagen, meist in einzelnen, wenig weit anhaltenden Bänken, daher immer lokal auftretend und schon in der Nachbarschaft verschwin-

dend. Die durch diese Einwanderer begonnene Entwicklung verzögert sich, weil infolge von vorübergehendem Abschluß und Einengung des Meeres Salz- und Gipsausscheidung einsetzt, welche kein Leben duldet, so daß erst im Wellenkalk mit erneuter und diesmal energischerer Senkung die Meeresfauna geschlossen eindringt und von dem ganzen zentraleuropäischen Areal gleichmäßig und auf einmal Besitz ergreift. Was beobachten wir da? In den untersten Bänken des Wellendolomites von Schwaben, Baden, Elsaß-Lothringen, also weit ab von der oberschlesischen Pforte, stellen sich plötzlich zahlreiche Formen ein: Große und kleine Schnecken (*Loxonema, Naticopsis, Omphaloptychia*), ein Cephalopode (*Beneckeia Buchi*), viele Zweischaler, eigentlich die ganze charakteristische Muschelkalkgesellschaft (*Lima, Gervillia, Myophoria, Terquemia, Pecten, Myacites*), ferner ebenso die Brachiopoden und Echinodermen (*Spiriferina, Terebratula, Lingula* und *Encrinus* nebst Seesternen). Begleitend treten auf Fische und Labyrinthodonten. Es ist gleich anfangs alles da, was lebhaft gegen später absticht, wo zeitweise vieles wieder verschwindet und einzelne Gruppen ausfallen. Wie öde sind der obere Wellendolomit und manche Teile des mittleren Wellenkalks, wie einförmig die Orbicularis-Region! Man sieht, wie das einflutende Wasser Keime mitschleppt und über die ganze Fläche verstreut, wie diese zunächst aufkommen, sich vermehren, aber ebenso rasch vergehen und z. B. im Wellenmergel neu angesamt werden müssen (Bänke mit *Myophoria cardissoides, Homomya Alberti, Gervillia socialis var. funicularis* und größeren Schnecken), diesmal begleitet von Mixosauriern. Durchweg finden wir in den untersten Teilen Linguliden, Myaciten und Trochiten, von denen die letzten auch verschwemmt sein können. Wir erleben diese Besamung abermals in ausgesprochenem Maße über der Anhydritgruppe, wo dieselben Formen zum zweiten Male geschlossen eindringen und dem höheren Salzgehalt und einer vielleicht weiteren oder näheren Pforte entsprechend, von rein halogenen Tieren begleitet werden. Zu letzten rechne ich vor allem die *Encrinus*, die sich nun weithin ansiedeln, Foraminiferen (*Trochammina, Endothyra*) und Korallen. Wiederum stecken diese Schichten, die unteren Trochitenkalke, voll von Saurierknochen (*Nothosauriden*), die gegen oben genau so abnehmen, wie im Wellendolomit und -kalk. Bemerkenswert ist, daß bei Freudenstadt im Wellendolomit tief unten eine *Thamnastraea* erscheint, wie im Trochiten-

kalk bei Donaueschingen die *Cyathophora* und einige andere Formen, denen aber keine wirkliche Verbreitung erlaubt war. Diesmal gelingt es den *Encrinus* auf viele Hunderte von Quadratkilometern den Boden mit einem dichten Rasen zu überziehen, ein Versuch, der im unteren Muschelkalke mißglückt war. Man sieht, wie von Osten über Rüdersdorf sich die Trochiten bis in die thüringische Bucht ausdehnen im Wellenkalk, aber dann versagen. Voll steckt noch der Rüdersdorfer Kalk von Saurierresten, die im unteren Muschelkalk immer weniger werden gegen Westen hin. Im neuen Stadium der Hauptmuschelkalktransgression entstehen die Bayreuthischen an *Nothosaurus*, *Placodus*, *Cyamodus* reichen Schichten und zu den diesmal mitgebrachten Formen gehören außer Spongien die Gyroporellen, die bis Schwaben und Lothringen verschleppt wurden und kurze Zeit dort gediehen, ferner *Retzia trigonella* (Würzburg, Grötzingen, Lothringen, Schwaben) und vereinzelte Ammoniten (*Arcestes*) und Spongien. Dieser alpine Einschlag ist sehr deutlich in den Kieseloolithen an der Basis des Hauptmuschelkalks, deren Fauna HOHENSTEIN neuerdings beschrieb. All die kleinen Schnecken schließen sich an Arten oder Gattungen des schlesischen oder alpinen Muschelkalks an, haben vorübergehend in Süddeutschland anscheinend weite Verbreitung besessen, sind jedoch im Trochitenkalk bis auf die kleinen *Naticina gregaria* wieder fort. Überhaupt sind die Gastropoden des Muschelkalks wenig ausdauernd. Nach einer kurzen Blüte im Muschelsandstein oder im *Homomya Alberti*-Mergel werden sie sehr spärlich, desgleichen nach dem Trochitenkalk, und in der Lettenkohle sind sie sogar selten (Grenzdolomit). Es erinnert an die Ostsee, in der Cardien, Tellinen und Mytiliden ebenfalls länger ausdauern, als die Schnecken, welche mit *Litorina littorea* als einziger Form schon bei Rügen verkümmert sind. Wir werden später Ähnliches mehrfach beobachten. Im Wellenkalk liegt die Hauptbank von *Beneckeia Buchi* etwas über der Basis, ebenso sind im badisch-württembergischen Hauptmuschelkalk die eigentlichen Ceratitenbänke erst über dem Trochitenkalk vorhanden und zwar im Odenwald als eine durchgehende Bank mit zahlreichen *Cer. compressus*. Mit den Ammoniten, vor allem aber mit den Gyroporellen, Retzien und den kleinen Schnecken vermögen wir eine Wanderung vom Unt. Muschelkalk in Oberschlesien nach Westen, der über der Anhydritgruppe erreicht wird, beweisen. Jedesmal scheinen Fische in Scharen eingedrungen

zu sein, denen die räuberischen Saurier folgten; im Trochitenkalk zeigen die *Placodus*zähne, daß auch die muschelknackenden Arten ihren Weg auf die dicht besetzten Myophorien- und Gervilliengründe gefunden hatten.

Was auch im Muschelkalk an Veränderungen erfolgte, der Binnenmeercharakter erzeugte die Einförmigkeit der Fauna und die Anhäufung einzelner Arten zu kompakten Bänken, eine Eigentümlichkeit, die sich im Keuper beim Aussterben der marinen Typen steigert (Gervillia-Corbulabank etc.). Mit der Übergangszone im Trigonodus-Dolomit und Lettenkohle zeigen sich zwei neue Gattungen, erst *Trigonodus*, dann *Anoplophora*, worauf ich noch einmal beim Lias zurückkommen werde.

Vergleichen wir mit diesen allgemein bekannten Verhältnissen der germanischen Trias das Einbrechen des Liasmeeres, so ergeben sich wesentliche Unterschiede. Die Buntsandsteinphase, welche von Oberschlesien bis westlich der Vogesen reichte, ist bei dem Lias auf die Ränder der Inseln oder Kontinente zurückgedrängt, findet sich als Sandfazies nur lokal mächtiger entwickelt (schwäbischer Rhätsandstein). Wir müssen bis an den Ardennenrand (Diekirch in Luxemburg) oder nach England gehen, um den Muschelkalk in sandiger Ausbildung anzutreffen, während der Lias am Harz, in Südbelgien und Luxemburg, auf Bornholm und in Schonen, am Cotentin und an vielen anderen Stellen diese Form annimmt, welche bei Weitergreifen der Transgression am Rande der skandinavischen Masse durch den Dogger bis ins Callovien reicht. Das Wellenkalkmeer breitete sich über einen weithin eingeebneten Boden aus, konnte daher so gleichartigen Habitus annehmen; das Rät- und Liasmeer drang in ein Gebiet ein, das z. T. unter dem Meeresspiegel lag oder tiefe Löcher erhielt, erfüllte alles, fand aber an Höhen und Rändern viele innere und äußere Grenzen, wo die Fazies naturgemäß eine andere werden mußte.

Die einwandernde liasisch-rätische Fauna ist uns in ihrer Herkunft wenigstens teilweise bekannt; von der triadischen Fauna wissen wir wegen der langen Buntsandstein-Unterbrechung in dieser Hinsicht bisher eigentlich nichts. Man muß daher die alpine obertriadische Fauna der Raibler-Schichten und der Rhaetischen Serie vor Augen haben, um unsere Infraliasformen anschließen zu können. Da sehen wir die bekannten Leitfossilien bei uns sich einstellen (*Avicula contorta*. *Pecten*

valoniensis, Cardium rhaeticum, Mytilus minutus usw.), wozu sich als Lokalkolorit *Anoplophora postera, Gervillia praecursor, Corbula postera* gesellen, die in ähnlichen Formen sonst im Keuper vorgekommen sind. Versuche eines Eindringens haben einzelne Spezies schon vorher versucht, z. B. *Myophoria Kefersteini* bei Würzburg = *M. Raibliana, Gervillia exilis* mit Naticiden und Myophorien in einem Keuperdolomit des Morvan, nur daß in beiden Fällen dies nicht glückte. Es ist zu bemerken, daß selbst im schwäbischen Rät mit geringen Ausnahmen nur solche Gattungen vertreten sind, welche wir aus der germanischen Trias vorher kennen (*Lima, Pecten, Mytilus, Gervillia, Corbula* etc.); dies prägt sich noch mehr in Schonen aus, wo *Myacites, Anoplophora, Mytilus, Gervillia* herrschen; bloß *Cardium rhaeticum* weicht ab. Die Rätfauna gewinnt gewissermaßen wieder den Charakter des Wellenkalks. Woran dies liegt, ist zweifelhaft, da mehrere Ursachen angenommen werden können, nämlich: 1. ein flaches Meer mit Dünen und Sandscharen, zwischen denen andere Arten nicht gedeihen konnten, 2. Mangel an geeigneter Nahrung für die eigentlich liasischen Arten, z. B. Foraminiferen, die sich langsam verbreiteten, 3. ungleiche Mischung des Wassers mit Süßwasser oder Salzen, welche vom Meereswasser abwich und die anderen Tiere bis zum endgültigen Ausgleich abhielt, 4. können Strömungen in Betracht gezogen werden und anfangs enge, ungünstig gelegene, z. B. durch Sandzonen mehr oder minder versperrte Pforten — Faktoren, die sich vermehren ließen.

Alles das ist erst mit Einsetzen der kalkig-mergligen Serie, mit Insektenmergel, Schwaichel oder der Psilonotuskalkbank überwunden, an anderen Stellen erst mit dem Arietenkalk, am Ardennenrand mit der Tuberkulatuszone; am skandinavischen Südrande gelangte es überhaupt nicht dazu und südlich davon in Pommern und Mecklenburg erst im oberen Lias. Was beobachten wir dabei an bezeichnenden Arten? In Menge stellen sich *Pentacrinus*-Reste und zum ersten Male reichlich Seeigel ein, dann große *Lima*, eigenartige *Velopecten, Mytilus* und *Gervillia-Perna*-Arten. Neu sind *Ostrea-Gryphaea*, beide noch eng verbunden und schwer zu trennen, sowie die Ammoniten. Wenn wir von den *Psiloceras* absehen, deren Abstammung im Dunkeln bleibt, sind es obertriadische Typen, die eine weite Verbreitung erlangen. *Pentacrinus* besuchte gelegentlich (Schaumkalk) das germanische Triasbecken, verschwand

immer wieder, während er in der alpinen Provinz (Esinokalk, Cassianer Schichten) sich entfaltete. Auch Foraminiferen und Seeigel sind in letzterer vertreten. Die Seeigel gehören, obgleich in anderen Formen, den Cassianer Schichten an und kommen mit Stacheln, wie bei den Arten des untersten Lias in den Azzarola-Schichten vor. Von den größeren Arten, wie *Lima punctata*, *L. pectinoides* kennen wir Vorläufer aus den Raibler Schichten (*L. subpunctata* d'Orb., *L. inaequistriata* Stopp.). Die von Quenstedt abgebildete *Perna* ist eine durchaus in die Gruppe von *Gerv. musculosa* Stopp. oder *G. Santi Galli* gehörige Form. Dagegen sind anscheinend neu die Gryphaeen, aber nur deswegen, weil ihre Form noch so wenig fest ausgeprägt ist. Goldfuss hat diese Schalen mit Recht *Ostrea irregularis* genannt, Oppel hat schon die Zugehörigkeit zu *Gryphaea arcuata* festgestellt und, was Quenstedt *Gryphaea rugata* hieß, ist dieselbe Form. So bilden Chapuis und Dewalque aus Luxemburg *Gryphaea arcuata* mit breiter Ansatzfläche ab, Schalch sammelte solche neben mehr typischen Exemplaren in der Psilonotenbank des Hallauer Berges bei Schaffhausen. Man sieht ordentlich, wie die *Gryphaea* wird, und zwar aus *Ostrea*-artigen Typen. Deshalb stelle ich hierhin sehr viele von den aus der Sandsteinfazies beschriebenen Dingen, deren unregelmäßiger Habitus so schwer einen Vergleich und eine Benennung gestattet, z. B. aus dem Hettinger Sandstein.

Der Sand war für die Ausbildung der Gryphaeen ungeeignet; sie ziehen, wie auch später, Mergelboden vor und können sich dort zu der gekrümmten Gestalt entwickeln, die festerer Boden nicht gestattet.

Ärmlich bleibt die Psilonotenfauna, und es ist nach ihr Schritt für Schritt die Ankunft neuer Einwanderer zu verfolgen. Aber das organische Leben hört doch nicht auf, wie im oberen Wellendolomit, es geht weiter, bereichert sich, statt wie im mittleren Muschelkalk zu verarmen. In der Angulatus-Zone haben wir lebhafte Entwicklung der im untersten Lias spärlichen Cardinien, welche wohl aus den *Trigonodus* hervorgingen und deren Hauptelemente der etwas sandige, zum Eingraben geeignete Meeresboden war, die also gleichsam auch triadischen Charakter tragen. Hinter den Cardinien her kommen *Macrodon*, *Cucullaea*, dann *Pinna*, welche sich rasch vermehrt und schon an der Basis der Arietenzone eigene Bänke bildet. In dieser Zone zeigen sich die ersten Schnecken und in der sandigen Fazies von

Lothringen entwickeln sich diese plötzlich so mannigfaltig und zahlreich (*Purpurina*, *Cerithium*, *Pleurotomaria*. *Trochus*, *Eunema* etc.) wie kaum wieder je im westdeutschen Lias; nur der Jura Englands bewahrt sich dauernd in der Nähe der alten Massive eine ähnliche Mannigfaltigkeit. Also wie in dem Wellenkalk suchen die Schnecken weite Gebiete zu besiedeln, was ihnen aber nur hie und da wirklich glückt. Schließlich erscheinen die Brachiopoden mit Rhynchonellen und Terebrateln. — Während der Angulatus-Zeit entfalten sich die ersten schon heimisch gewordenen Einwanderer und vermehren sich nicht nur, sondern erreichen auch rasch stattliche Dimensionen, so daß *Gryphaea arcuata* die typische Form, die vollen Maße und die kolossale Vermehrung anstrebt, welche ihr im Arietenkalk die Quadratmeilen umfassenden Bänke zu bilden gestattet. Wie die Trochiten im Hauptmuschelkalk zwar bald einsetzen, aber erst ca. 10 m über der Anhydritgruppe die massenhafte Verbreitung erfahren, so die Gryphaeen. *Lima gigantea*. *Lima succincta*, *Pinna Hartmanni* wachsen zu ungewöhnlich großen Exemplaren heran. Neu treten die Myen reichlicher hinzu, besonders *Pholadomya* mit mehreren noch einfach skulpturierten Arten, wie sie in der alpinen Trias. ähnlich enthalten sind. Die Spiriferinen, welche schon im Aussterben sind, versuchen ein letztes Mal ihr Glück im neuen Gebiet und erlangen wirklich mit *Spir. Walcotti*. *rostrata*, *verrucosa* eine Nachblüte. Mit ihnen finden sich die ersten großen Pleurotomarien ein, die von nun an im Jura überall da vorkommen, wo Brachiopoden reichlich auftreten. Auch die letzte fremde Gruppe, die im oberen Arietenkalk erscheint, die Belemniten (*Bel. acutus*) wiederholen das Verhalten der Gryphaeen, der *Lima punctata* etc.: sie beginnen klein, um rasch mannigfaltigere Form und erheblichere Größe (Lias γ und δ) zu erreichen. Man nimmt *Aulacoceras* als Vorfahren der Belemniten an. sicher ist dies jedoch nur in demselben Sinne, wie etwa *Mixosaurus* und *Nothosaurus* die Ahnen der im unteren Lias vorhandenen Ichthyosaurier und Plesiosaurier sind. Alle drei Gruppen sind wesentlich spezialisiertere Typen ohne unmittelbaren Zusammenhang mit den genannten älteren Formen. Die Ammoniten fallen aus dieser Betrachtung heraus; weder für die Psilonoten, noch für die Angulaten und eigentlich auch nicht für die Arieten haben wir einen triadischen Anschluß. Daß Psilonoten und Arieten genetisch verbunden sind, glaube ich für meine Person nicht, möchte

vielmehr beide als verwandte Zweige einer gemeinsamen unbekannten Wurzel ansehen. Das auffallendste Moment ist das plötzliche Verschwinden des so reichen Myophorienstammes, die im Rhaet mit *Myophoria postera* und *M. vestita* vorhanden sind. Warum verschwinden diese Muscheln sogar in den Alpen, wo doch der Zusammenhang der marinen Schichten über die Trias-Liasgrenze an so vielen Stellen gewahrt ist? Im ganzen unteren und mittleren europäischen Lias treten die Schizodonten völlig zurück, um erst im Dogger als Trigonien zu einer zweiten üppigen Blütezeit einzusetzen. Das ist eine ganz dunkle Erscheinung, welche jedoch in dem Vergehen der Trigonien nach dem Senon ein Analogon hat. Wie sich heute die Pectinaten an der australischen Küste erhalten haben und dort so gemein sind, wie bei uns die Cardien, so müssen Myophorientypen damals in einem beschränkten Gebiete überdauert und sich zu Trigonien umgewandelt haben. Den Pectinaten könnte eine ähnliche plötzliche, weltweite Verbreitung ebenfalls künftig beschieden sein. — Schließlich seien die Korallen erwähnt, von denen sich die kleinen *Montlivaultia*-Typen im unteren Lias einfinden, wie sie in den Mergeln der alpinen Trias existierten (*Montlivaultia*, *Stylophyllia* etc.). Im Hauptmuschelkalk machte diese Tiergruppe den Versuch, sich anzusiedeln; dem entspricht ein Versuch der liasischen Riffbildung am Rande der englischen Massive, der trotz der offenen See ohne Dauer bleibt. Dagegen ergreifen die scherentragenden langschwänzigen Decapoden vom ganzen Liasgebiete Besitz und zwar mit den aus der oberen alpinen Trias bekannten Typen und behalten diesen bei.

Im mittleren und oberen Lias geht die Zuwanderung der Arten weiter, besonders unter den Ammoniten (Amaltheen, Lytoceraten, Phylloceraten), auch andere Gruppen, unter denen ich *Posidonia* hervorheben möchte. *Posidonia Bronni* in den Liasschiefern ist kaum von *Pos. Wengensis* aus dem alpinen Keuper zu unterscheiden. Wenn diese Tiere im unteren und mittleren Lias selten sind, liegt dies wohl an der passenden Fazies, die bei uns erst im oberen Lias eintritt. Zu den neuen Typen, denen eine glänzende Entwickelung bevorstand, gehören auch die Teleostier, denen wir im Lias mit *Leptolepis* zuerst begegnen. Dies Genus zeigt besonders schön das Verhalten solcher Gruppen: sie bleiben längere Zeit untergeordnet, aber wachsen langsam an Dimensionen und Zahl, variieren etwas und plötzlich

bei einer Transgression sind sie die Alleinherrscher. In diesem Falle geben die liasischen Leptolepiden, die aus dem Malm von Soluhofen, die Fische aus dem istrischen Neocom und dem westfälischen Senon diese Marksteine der Entfaltung an.

Vergleichen wir nunmehr diese beiden Transgressionen miteinander. Ein großer Unterschied tritt sofort hervor: die Muschelkalkfauna ist fast vollständig auf einmal im ganzen Gebiete da, die Liasfauna kommt nach und nach. Die Wellenkalktiere sind etwas völlig Neues, die Liasarten nur in den Cephalopoden, während die Zweischaler im wesentlichen, mit Ausnahme der Myophorien, die gleichen Muschelkalkgenera bleiben. Echinodermen versuchen beide Male gleich sich auszubreiten, Gastropoden nehmen sofort randlich weit hinaus die neuen Nahrungsgründe in Beschlag, in lebhaftem, wenig anhaltendem Aufblühen. Die Hauptmenge der Cephalopoden hinkt etwas nach, obgleich sie schon im Anfang da sind. Die Anhydritgruppe unterbricht die Triasüberflutung, während die liasische sich andauernd bis zum Callovien steigert. Keine von beiden schafft für Korallen geeignete Böden, so daß es in der germanischen Trias gar nicht, in der Jurazeit erst im Dogger zur Entwickelung von Riffen kommt. In dem ständigen Zuwandern anderer Gattungen sieht man im Lias-Dogger den Einfluß der offenen See auf das Schelfmeer, in der dauernden Einförmigkeit den Binnencharakter der Muschelkalksee.

Den Einbruch eines Meeres in ein Binnenbecken haben wir in pleistocäner Zeit sowohl am Schwarzen Meer, als auch in der Ostsee beobachtet. In beiden neu angegliederten Gebieten haben sich gewisse Muscheln (*Pecten*, *Cardium*, *Tellina*, *Donax*) und Schnecken (*Litorina*, *Cerithium*, *Turritella*) rasch über das Gesamtareal randlich verstreut, und hinter Fischen drangen *Phoca* und Delphine ein, wie einst die Saurier. Im Schwarzen Meere verwickelt die leblose Tiefe das Bild etwas, in der Ostsee aber ist es in der Litorinazeit, wenn man entsprechend ändert, dem Muschelkalkmeere sehr ähnlich. Wenige, aber massenhaft auftretende Zweischaler (*Mya arenaria*, *Scrobicularia piperita*, *Mytilus edulis*, *Tellina baltica*, *Cardium edule*) sind bis Haparanda plötzlich vorhanden, begleitet von *Litorina litorea*, welche funktionell im Wellenkalk durch *Naticopsis Gaillardoti* vertreten wird. In beiden jungen Meeren dringt nicht die ganze Nordsee- oder mediterrane Fauna ein. Die Pforten bleiben eng und hindern manche

Arten an der Einwanderung, außerdem ist der Zufluß süßen Wassers erheblich und schließt dafür empfindliche Gattungen aus, in der Ostsee hat sogar rückläufige Bewegung eingesetzt. Der Einbruch der See war in beiden Fällen vorbereitet, in der Ostsee durch die im Mitteldiluvium beginnende Senkung und schon in der Phase der Yoldiasee vorübergehend einmal erfolgt, im Pontus Euxinus durch den pliocänen Einbruch der Aegaeis und der Becken nördlich der kleinasiatischen Scholle, die im Pleistocän durch Bosporus und Dardanellen miteinander in Verbindung traten. Das stimmt wieder mit Muschelkalk und Keuper, wo erst die Buntsandsteinphase eine Zeit langer vorheriger Eindellung war und im Keuperareale das Liasmeer ebenfalls niedrige oder gar unter dem Seespiegel liegende Flächen übergoß. In der starken Verbreitung der hier allerdings glazial entstandenen Sande hat die Litorina-See mit der Rhaet-Liastransgression eine gewisse Ähnlichkeit (Rätsandstein, Hettinger, Luxemburger, Bornholmer Sande, Grès de May und Schonen). Die Ausdehnung des Lias von Württemberg über Deutschland und Nordfrankreich bis an die südschottischen Gebirge ist, was zu beachten, auch nicht viel größer, als Ostseebecken oder Schwarzes Meer. In dem letzten soll das eindringende Salzwasser die bisher dort lebende Tierwelt abgetötet und dadurch den Faulschlamm der Tiefenzone erzeugt haben; in dem flacheren Keuperbecken beweist das Bonebed einen analogen Vorgang, da die Knochen der Saurier und Stegocephalen abgerollt, zusammengeschwemmt, sogar mit liasischen Austern besetzt sind. Die in den zeitweilig eintrocknenden Schlammsümpfen des schwäbischen Keupers lebenden *Ceratodus*, die *Zanclodon* und *Plateosaurus* sind vernichtet, blieben aber am Rande, z. B. in England, am Leben und gestatteten dort eine Weiterentwickelung, wie analog die Dreissensien und die Störe in den russischen Flüssen erhalten sind, und die *Coregonus*-Arten vom Ladoga- und Onega-See her wieder den Finnischen Meerbusen zu besetzen vermochten.

Der mitteleuropäischen Liasüberflutung wäre in Osteuropa die Callovientransgression des Moskauer Beckens zu parallelisieren. An Stelle der Gervillien, die seit dem Lias zurücktreten, haben wir dort die Aucellen, die neben *Lima*, *Pecten*, *Macrodon* und verschiedenen Schnecken gleich massenhaft gedeihen. Sie beweisen ebenso wie die unseren Gebieten fremden Belemniten- und Ammoniten-Arten, daß die Besamung der neuen Meeresgründe aus einem uns un-

bekannten Faunenbereich geschah. Ich betone, wie schon wiederholt, auch an dieser Stelle wieder, daß demgemäß Aucellen und *Cardioceras* etwa in Sibirien und im Polarlande keineswegs immer Callovien zu bedeuten haben, sondern auch Dogger sein können. Daß dies Moskauer Becken durch die baltische Straße einzelne Arten an die mitteleuropäische Provinz allmählich abgegeben hat (Aucellen, Virgatiten) ist bekannt und sei nur erwähnt.

Wir können die hier gewonnenen Ergebnisse an einem ganz anderen Beispiele nachprüfen, nämlich an der cambrosilurischen Transgression in Skandinavien. Den Eophyton-Sandstein vergleichen wir, obgleich er eine kürzere Zeit darstellt, am einfachsten mit dem Buntsandstein, weil auch er eine fortschreitende Senkung und Umlagerung klastischer Materialien andeutet. Die Quallen, die einzelnen Oboliden Schwedens, die dürftigen *Olenellus*-Reste, die Mickwitzien Estlands, die Lingulellen etc. Ölands, die Hyolithen Bornholms entsprechen in Verteilung und geologischem Auftreten ganz und gar den Lingula- und Myophorienbänken des Röts. So scharf wie der Gesteinswechsel von diesem roten Ton zum gelben Wellendolomit, ist die Grenze von Sandstein zum Alaunschiefer. Dann jedoch gleicht die Fortsetzung mehr den Verhältnissen im Lias, nämlich darin, daß erstens eine Menge von Trilobiten, wie später die Ammoniten, aufeinander folgen, zweitens, daß die See sich langsam weiter ausdehnt und daher lokal einzelne Zonen fehlen, drittens, daß die volle Eröffnung der neuen Meere und die endgültige Besiedelung bis in die obere Region des Untersilurs anhält, wie sie bis in den oberen Dogger dauert. Gewisse Typen sind gleich überall im Cambrium da, nämlich die Oboliden, Discinen, *Orthis*, *Leperditia*, und wenn wir im Untersten Lias von den Ammoniten, im Cambrium von den Trilobiten absehen, herrscht die gleiche Einförmigkeit, die um so mehr uns jetzt auffällt, als wir durch die nordamerikanischen Entdeckungen Walcotts eine überaus reiche und mannigfaltige Tierwelt in der *Olenellus*-Region kennen gelernt haben. Es fehlen die Cystideen, Krinoiden, Graptolithen, Korallen, großen kalkschaligen Brachiopoden, die Cephalopoden usw., die sich alle erst mit der Kalkfazies des Untersilurs im ganzen britisch-skandinavisch-baltischen Gebiet reichlicher einstellen. Den Vergleich im einzelnen durchzuführen, verbietet die heterogene Natur der entscheidenden Ordnungen; man könnte daran denken, die weit übergreifende Dictyonemazone mit der ebenfalls stark ver-

breiteten *Pentacrinus-tuberculatus*-Bank homolog zu setzen, da wohl beide Tiere flottierend gelebt haben und ihre Reste zusammengetragen wurden. Indessen haftet allen solchen Parallelisierungen etwas Gezwungenes an. Eines unterscheidet diese mittel- und oberkambrischen Sedimente von den jüngeren Transgressionen, das ist das Fehlen der Schnecken, was wahrscheinlich mit der geringen Entfaltung der Zweischaler und kalkschaligen Brachiopoden. also der Nahrung, zusammenhängt.

Dieser kambrisch-silurischen Transgression ist bis zu gewissem Grade konform die unterdevonische im Rheinischen Schiefergebirge. Die Fauna des Taunusquarzits ist ärmlich gegenüber den Koblenz-Schichten und diese wieder gegenüber dem Mitteldevon, mit dem, wie mit dem Obersilur, erst die Höhe der Mannigfaltigkeit erreicht wird. Im rheinischen Unterdevon kommen die Gattungen wie im Lias nacheinander; relativ früh werden Krinoidenreste zahlreich, sind Einzelkorallen und kleine Stöcke (*Pleurodictyum*) vertreten und die Schnecken überall reichlich zu finden, wo die Muscheln und Brachiopoden häufig vorkommen.

Ganz anderen Charakter als die bisher besprochenen trägt eine ältere partielle Strandverschiebung, nämlich das Zechsteinmeer. Im Muschelkalk, im Lias und im Callovien sehen wir lebenskräftige Faunen mit mannigfacher Entwickelung neuer Stämme und Gruppen. Im Zechstein herrscht Verkümmerung und Altersmüdigkeit. Auch die mittel- und westeuropäische Zechsteinsee war ein Binnenmeer mit anscheinend engen Pforten. War es vielleicht von vornherein ungewöhnlich salzig oder sonst für das Leben verdorben? Jedenfalls ist die Tierwelt aus hauptsächlich im Rückgang befindlichen Gattungen zusammengesetzt (*Productus*, *Strophalosia*, *Spirifer*, *Fenestella*); nur *Schizodus* und *Camarophoria* erlangen anderswo als Myophorien und Rhynchonellen eine Weiterbildung. An neuen Formen erscheinen Foraminiferen (*Nodosaria*. *Dentalina* etc.) und die Seeigel, welche aber beide noch lange Zeit brauchen, bis sie im Lias wirklich aufblühen. Die Fenestellen und Verwandten erlangen eine letzte üppige Entfaltung, während es mit den Trilobiten ganz zu Ende geht. Man hat den Eindruck, als hätten sich in dies abgeschlossene Becken solche Formen gerettet, die anderswo schon verdrängt wurden, wie sich altertümliche Pflanzen und Tiere in isolierten Ländern oder Wüstenoasen erhalten (Beuteltiere in Australien. *Sphenodon* in Neuseeland). Nichts von den

Medlicottien und permischen Ammoneen, keine *Fusulina* oder *Schwagerina*, ebensowenig die Coralliopsiden fanden den Weg in das Zechsteinmeer. Die Triassee hat doch Anteil durch die Ceratiten, die Myophorien, Gervillien am neuen Leben gehabt. — Das Zechsteinbecken ist neuerdings ja im einzelnen untersucht und das an seinen Rändern fortschreitende Übergreifen des Wassers durch grobklastische Sedimente bis zur Mergel-Kalk- und Dolomitablagerung nachgewiesen. Dabei zeigt sich auch, daß zwar nicht alle Formen gleich vorhanden sind, daß aber mit der Trias das massenhafte Auftreten einzelner Arten in gesonderten Bänken gemeinsam ist. Die Krinoiden versuchen nach Art des Trochitenkalks in Thüringen sich anzusiedeln, aber die Verhältnisse am Meeresgrunde sind zu ungleich gewesen, um ihnen größere Ausdehnung zu erlauben. Dagegen mag der Kupferschiefer mit seinem Bitumengehalt, Landpflanzen und verkrümmten Fischen dem Faulschlamm des Schwarzen Meeres oder dem Bonebed des Rhaets entsprechen, in dem die Fauna eines Süßwasser- oder Brackwassersees durch Meereseinbruch zu Grunde ging.

Alle diese besprochenen Beispiele eines übergreifenden Meeres haben das Gemeinsame, daß ihnen eigentlich Übergangsbildungen entweder ganz oder doch fast fehlen. Deshalb haben wir in Europa aus dem Paläozoikum und dem älteren Mesozoikum so wenig Brackwasser- und Süßwassermollusken. Mit Ende der Jurazeit beobachten wir in Europa endlich den anderen Typus, den eines langsamen Verschiebens der Strandlinie, das Entstehen von Ufersümpfen, Haffen mit Moorrändern und das Einschwemmen von Landschnecken und Landtieren in die Deltasedimente und die Absätze der Küstenzone. Zu berücksichtigen ist dabei allerdings der Umstand, daß wir alt ausgestorbene oder von den rezenten stark abweichende terrestrische Formen nur schwer als solche erkennen werden. Allein durch die absolute Beschränkung einer Gruppe, wie z. B. der Anthracosien auf limnische Bildungen vermögen wir sie als Bewohner süßen Wassers zu bestimmen. Während wir in Kreide und Tertiär auch in marine Schichten eingebettete Helixarten ohne weiteres richtig einordnen, wäre dies mit anderen Schnecken im Oldred oder im Kambrium kaum der Fall, z. B. *Torellella* und *Volborthella*. Wie dem auch sei, jedenfalls haben wir vom Wealden an fast durchgehend in Europa irgendwelche Übergangsglieder unter den marinen Sedimenten. Im hannöverschen Wealden zeigen sich oben,

bevor das Neokom transgrediert. Melanien, Cyrenen gemengt mit *Ostrea*, in den pommerschen Wealdengeschieben treten neben rein limnischen Blöcken solche mit *Cyrena*, *Ostrea*, *Mytilus* auf. Den sächsischen Quadersandstein unterteufen lokal dünne Kohlenflöze mit Crednerien, wohl die Reste von Strandmooren, wie sie heute die pommersche Küste begleiten und langsam vom Dünensande oder vom Meere bei Sturmfluten verschüttet werden. Im Tertiär des Pariser Beckens sind bei den Oscillationen während des Alttertiärs mehrfach solche Brack- und Süßwasserlagen vorhanden, im Samlande sind die Bernsteinmassen mit ihren terrestrischen Inhalt dem marinen Sande beigemengt, im Oligocän des Rheintals haben wir die Melanienkalke und Cyrenen-Schichten des Sundgaus und Oberbadens, im Bodenseegebiete unter der miocänen Meeresmolasse die ältere mächtige Lage der sog. unteren Süßwassermolasse mit eingelagertem Landschneckenkalk an der Basis — alles Beispiele, die sich beliebig vermehren lassen.

Obwohl diese Lagerung langsame Senkung eines Streifen unter den Meeresspiegel beweist, haben wir doch, nachdem die schon tieferen Teile bedeckt waren, beim Weitergehen der Senkung unmittelbares Übergreifen der See auf älteres Land. Im allgemeinen dürfen wir in solchen Fällen diese Absätze als jünger betrachten. Also, um bei den genannten Einzelfällen zu bleiben, ist der Turritellenkalk auf Malm am Südrande der Schwäbischen Alb späterer Entstehung als die unteren marinen Sande des eigentlichen Bodenseebeckens, ist der Meeressand vom Röttler Schloß, der direkt auf Malm ruht, oder der Meeressand von Alzey und Weinheim Mittel-, nicht Unteroligocän, ist der Grünsand der Tourtia am Südrande der Münsterschen Bucht Cenoman, nicht Neokom, so ist endlich die Berrias-Stufe im Neuenburger Jura unterdrückt. Naturgemäß tragen diese oberen transgredierenden Sedimente ausgesprochenen litoralen Habitus, d. h. es sind Austernbänke, Muschel- und Schneckengrus, führen Balaniden, Pholaden, Lithothamnien und sind sandig-glaukonitische bis konglomeratische Gesteine. Zu betonen ist wieder die starke Verbreitung der Austern, der Pecten, welche im Tertiär bankweise oder sogar als mächtige Anhäufungen erscheinen und statt der Limen nunmehr von Cardien begleitet werden. In der Kreide sind in ähnlicher Weise die Inoceramen die Vertreter der triadisch-jurassischen Gervillien. Abermals beobachtet man in diesen

Strandschichten die oft unglaubliche Menge der Gastropoden (Turritellen, Naticiden, Neriten), ja bei der obersenonen Transgression stellen sich lauter neue Formen (*Fusus, Conus, Cypraea, Pleurotoma, Mitra*) ein, was für die rhaetoliasische Überflutung mit *Pleurotomaria, Rostellariden, Purpuriniden* und bei der des Callovien mit den Nerineen der Fall war.

In den neomesozoischen und känozoischen Überflutungsarealen haben wir aber ein in den älteren fehlendes Element, das sich erst seit dem Lias nach allen Richtungen entwickelte und sich die verschiedenen Meeresregionen eroberte, die Echinoiden. Unter diesen sind es im speziellen die Irregularien, die sich seit dem Callovien mit neuen Formen bei jeder Transgression einstellen. Sehen wir von den *Pygaster* als letzten Einwanderern im Lias und den Nucleoliten des mittleren Doggers ab, so haben wir im Callovien die Dysasteriden, im Neocom die *Toxaster*- und *Pyrina*-Arten, im Cenoman in Menge die *Galerites, Micraster* und *Holaster* mit dem Gefolge der Ananchytiden, im Danien *Hemipneustes*, im Eocän *Spatangiden, Schizaster, Conoclypeus*, im Oligocän *Clypeaster* und *Scutella*. Nur sehr wenige vermögen wir von älteren Gruppen abzuleiten, z. B. *Echinoconus* von *Holectypus*, vielleicht *Conoclypeus* von *Echinoconus, Micraster* von *Toxaster*; die meisten stammen aus unbekannten Gebieten von unbekannten Vorfahren ab. — Dagegen ist seit der mittleren Kreide eine andere Gruppe völlig aus den Strandsedimenten verschwunden, welche vorher eine wichtige Rolle spielte, die Oboliden-, Discinen-, Linguliden-Ordnung, ohne die man sich kambrisch-silurische oder triadische Uferbildungen kaum denken kann. Von den übrigen plötzlich erscheinenden Gruppen soll hier nur der Vollständigkeit wegen die Rede sein, von den Nummuliten, Alveolinen, Orbitoiden, Scaphiten, Baculiten, Turriliten, Hippuriten, da wir mit ihnen, so wichtig sie als Leitformen sind, biologisch wenig anfangen können. Allen gemeinsam ist ihr Beginnen mit kleinen Arten und eine rasche Zunahme an Zahl und Größe, ein Beweis, daß sie in dem eroberten Gebiete heimisch geworden waren. Bei *Orbitoides* dauert es eine Weile, d. h. bis die Nummuliten im Rückgange begriffen sind, ehe seine energische Blüte einsetzt. Einige dieser Tiere haben schon früher existiert, aber keinen günstigen Boden gefunden (*Nummulites, Orbitulites*), bis eine solche Verschiebung von Meer und Land die uns unbekannten Hindernisse forträumte. Daher ver-

mögen ebenso irgendwo persistierende alte Typen plötzlich zu einer neuen kurzen Entfaltung gelangen, wofür *Actinostromaria* im westfranzösischen Cenoman ein treffliches Beispiel ist, der letzte Rest des reichen paläozoischen Stromatoporiden-Stammes. In diese Kategorie wären heute eigentlich schon beinahe die Brachiopoden einzureihen, zum mindesten gehören dahin die jungtertiären Terebratelsande Kalabriens oder Vorkommen wie am Doberg bei Bünde, da ja aus den übrigen gleichaltrigen Schichten diese Tiere als ausschlaggebendes Element verschwunden sind.

Haben wir nun eine Serie durch die Lagerung als solche transgredierende Uferschichten erkannt und ihren petrographischen wie faunistischen Habitus festgestellt, so dürfen wir umgekehrt diese Erfahrung benutzen, um andere rein marine Komplexe als gleichartig entstanden zu erklären, wenn die übrigen Eigenschaften derselben stimmen. Ich denke als Beispiel an den Fall des oberen badischen Doggers und des unteren Neokoms von Neuenburg. Auf den zweifellos brackischen oder limnischen Purbecktonen ruhen dort im unteren und oberen Hauterivien Gesteine, die dem Hauptoolith und Cornbrash nach Gestein und Fossilinhalt ungemein ähnlich sind, nach ihrer Lagerung die Absätze eines flachen übergreifenden Meeres sein müssen. Hauptoolith und Cornbrash Südwestdeutschlands stecken ganz in einer rein marinen Serie, lassen zwar durch Kreuzschichtung, Pholaden, Korallen flache See vermuten, geben an sich dafür jedoch keinen absolut sicheren Beweis. Wenn wir nun bei Neuenburg über dem Purbeck die gleichen Knauermergel antreffen, voll von Rhynchonellen, Terebrateln, Pholadomyen, großen und kleinen Austern, den gleichen zahlreichen kleinen Diadematiden, Trochiden, Serpuliden, Einzelkorallen, dann dürfen wir unbedingt auch für den Cornbrash gleiche litorale oder Flachwassersedimentation annehmen. — In ähnlicher Weise wäre das Rät der Bayrischen Alpen nach der Fauna aus unserem Rät als Seichtwasserabsatz zu deuten oder die Marne di Azzarola am Luganer und Comer See, da schwerlich dieselben Tiere in flachem und tiefen Wasser gleich gut gediehen sind.

In betreff der Fauna solcher Transgressionen sei darauf hingewiesen, daß alle Oboliden und Linguliden oder Discinen festgeheftet waren, daß *Lima*, *Mytilus*, *Pecten*, *Gervillia* und wahrscheinlich *Aucella* und *Inoceramus* mit Byssus irgendwo angeklebt waren. In den känozoischen Sedimenten sitzen Balaniden und Patellen an Steinen und Felsen und seit

dem Rät sind die bodenständigen Austern vertreten. Erklärlich ist das Vorkommen sessiler Tiere leicht; denn in solchen sinkenden Gebieten mit zunächst flachem Wasser herrschen Strömungen durch Wind, Gezeiten, durch Öffnen und schließen von Pforten in wechselnder Weise. Ist das Wasser schon tiefer geworden, erscheinen die im Boden sich eingrabenden Gattungen, wie die Pholadomyen, Pleuromyen, die Seeigel, und ist das Meer ruhig geworden, die vielen kleinen Schlammuscheln (*Leda*, *Nucula*, *Tancredia*) und Schnecken (sog. *Scalaria*, Rostellariden), die Einzelkorallen etc. Interessant ist, wie sich bei den Pelecypoden die Gattungen ablösen. Im Devon und Karbon sind die gewöhnlichsten Formen der seichten Gewässer *Aviculopecten* und *Pterinea;* diese werden in der Trias durch die aus ihnen hervorgegangenen Gervillien abgelöst; in der oberen alpinen Trias wandeln sich letzte in Perniden um und bestehen als solche blühend, ja sich neu entwickelnd weiter. *Perna Bouei* aus den Raibler-Schichten ist den anderen in diesem Horizonte auftretenden Gervillien sehr nahe verwandt. In der Kreide verdrängt *Inoceramus* fast alle anderen Gattungen, wie es im russischen Malm *Aucella* tut, die darin als Vorläufer von *Inoceramus* aufgefaßt werden kann. Auch im norddeutschen Cenoman erscheint mit dem neuen Meere zunächst eine *Aucella* (*A. gryphäoides*), die rasch von den stattlicheren Inoceramen verdrängt wird. Im Malm Schwabens und Süddeutschlands und den Westvogesen versuchen beide Geschlechter Boden zu fassen; es gelingt aber nicht recht, wie es auch im Lias und Dogger den Inoceramen trotz gelegentlich großer Individuenzahl nicht glückte (*In. dubius* im Lias ε, *In. polyplocus* im Dogger β u. γ), wirklich herrschend zu werden. Deren Entwicklung vollzog sich im Molukkengebiet, wo dies Genus massenhaft vom Callovien an auftritt und bis zu 20 cm Länge erreicht. Von dort aus hat wohl bei der Cenomantransgression die Besamung der europäischen Meere stattgefunden, weil man die *Brongniarti*-, *Cuvieri*- und *Cripsi*-Formen am leichtesten an die südostasiatischen Typen anschließen kann.

Ferner sei der Mytiliden gedacht, welche im Paläozoikum wenig bedeuten. Ihre Entwicklung fällt in die mediterrane Trias, wobei die einzige Art der germanischen Trias nicht in Betracht kommt und immer relativ selten bleibt. Die Gervillien ließen sie nicht aufkommen. Auch in den Raibler-Schichten, wo diese herrschen und in zahlreichen Spielarten lebten, bleibt *Mytilus* klein und spärlich. Sowie

im Lias die Gervillien zurücktreten, setzen sich die anderen an ihre Stelle, erfahren sofort die üppigste Entfaltung und erobern sich im Dogger oder Wealden das Brackwasser schließlich als Dreissensien und Congerien auch die süßen Gewässer. In der gleichen Zeit entfalten sich ebenfalls die Pinniden, bleiben aber auf das Meer beschränkt. In dem Rahmen dessen, was eben von der Verbreitung der Inoceramen aus den Molukken gesagt wurde, ist zu beachten, daß *Trichites* bereits im unteren Dogger von Misol zusammen mit stattlichen Astarten in riesigen, dicken Exemplaren auftritt, dann im mittleren Dogger mit diesen Begleitern bei uns sich einstellt und heimisch bleibt, bis ihn *Inoceramus* verdrängt. — Auch von *Gervillia* ist Einiges zu erwähnen. Wir sehen, wie seit dem Muschelkalk die verkrümmten Gestalten nach Art der *Gerv. (Hoernesia) socialis* sich ausprägen; in der oberen alpinen Trias haben wir die entsprechende *Hoernesia Ioannis Austriae*. Von dieser Gruppe leite ich die in der Juraformation herrschenden und allein überdauernden *Gerv. tetragona*, *G. aviculoides* und deren unterkretacische Nachkommen ab, welche eine für dies Genus ungewöhnlich dicke Schale erreichen. — Auch *Pecten* gelangt erst mit dem Lias zu wirklicher Blüte und treibt seitdem immer neue Zweige, unter denen die berippten mit Stacheln oder dornenartigen Knoten versehenen vorzuwalten beginnen, während in der Trias und besonders in der germanischen nur glatte Species vorkommen (*P. discites*, *P. laevigatus*). Selbst dies so persistente Genus treibt bei Transgressionen Seitenzweige, wofür das rasche und mannigfache Auftreten von *Vola* seit dem Cenoman ein Beispiel ist. — Desgleichen gibt es normal seit der Liastransgression keine glatten oder einfach gerippten Schizodonten mehr; denn *Trigonia gibbosa* ist eine Art Rückschlag und ersetzt die Berippung durch eine ungewöhnliche Dicke der Schale. — Umgekehrt fangen die in der alpinen Trias sich besser ausprägenden Cardien an einzuwandern, erst als kleine *Protocardia*-Arten, dann rasch wachsend und kompakt werdend (Cypricardien und *Cardium corallinum* im Callovien und Malm), um nie wieder zu verschwinden und mit den cretacischen Strandverschiebungen alle Meere zu erobern.

Am gründlichsten läßt die Austernreihe den Wechsel mit den Transgressionen erkennen. In der Trias unbedeutend, besiedelt *Ostrea* die neuen liasischen Meeresgebiete als unregelmäßig wachsende napfförmige Gebilde. Wir ver-

mögen im untersten Lias die Herausbildung der *Gryphaea arcuata* aus der *Ostrea irregularis* beinahe schrittweise zu verfolgen. Mergelboden und weicher Schlamm gestatten ein nur beschränktes Aufwachsen; der Wirbel kann sich also ausbilden und krümmen, so daß die Gryphaeen entstehen. Ich habe schon früher die Linien *Gr. arcuata, obliqua, cymbium, calceola* und *Cymbium ferruginea, sublobata, dilatata* betont. Dann reißt die Serie ab. Was QUENSTEDT aus dem Malm β und ε abbildet, kehrt gleichsam zum *Irregularis*-Stadium mit breiter Aufwachsungsfläche zurück. Aus solchen Formen mag die mit der mittelkretacischen Transgression einwandernde *Gryph. vesicularis* hervorgegangen sein, bei der diese altertümliche ausgesprochene Napfgestalt mit breiter Ansatzfläche niemals, auch nicht im Obersenon ganz überwunden wird. — Seit der Juraformation sind die Austern bei uns heimisch. Sie treiben einen zunächst in kleinen individuenreichen Arten sich bemerkbar machenden Seitenzweig, dem die Neigung seitlicher Krümmung innewohnt. Dahin gehören *Ostrea acuminata, Ost. Knorri*, welche uns langsam zu *Exogyra* führen, ein Typus, der endlich im Malm fertig wird (*Ex. Bruntrutana* und *virgula*). In Mitteleuropa wird durch die Jurahebung diese Entwicklung unterbrochen; sobald das Meer wiederkehrt, sind die Formen groß und alles beherrschend (*Exogyra Couloni, columba, conoidea* u. s. f.) bis Ende der Kreide. — Mit dem Tertiär stellt sich eine dritte Gruppe ein, welche in dem Dogger durch *Ostrea explanata*, im Malm durch *O. deltoidea* angezeigt ist und sich langsamer als die anderen entfaltete. Die ganze Gruppe der *Ostr. crassissima, longissima, Giengensis* etc. dürfte dieser Wurzel entstammen und erfährt seit den tertiären Uferverschiebungen in den übergossenen Uferstrecken eine unglaubliche Zunahme nach Arten und Zahl der Individuen. Zugleich vollzieht sich bei diesen Tieren insofern eine Änderung der Lebensweise, als diese Austern auch üppig im Sande und sandigen Sedimenten gedeihen, weil sie breit aufsitzen. Exogyren und Gryphäen waren ausgesprochene Schlammbewohner und kamen auf sandigem Boden nur mäßig fort. Die Austern gaben solchen Untergrund zwar nicht auf (Marnes à *Ostr. cyathula*), um ein Beispiel zu nennen, errangen sich aber dazu die anderen Regionen grobklastischer Absätze und dehnten damit ihren Lebensbezirk erheblich aus.

Ähnlich erlangen die Pholadomyen eine Blüte seit dem Lias. Ihre Vorfahren sind zweifellos triadische Pleuromyen. Die ältesten Spezies im Psilonoten- und Arietenkalk haben noch solchen Habitus, sind glatt, kaum gerippt. Mit *Ph. ambigua* im Mittl. Lias beginnt die Variation, die in zwei Arme sich zerlegt, die *Fidicula-* und die *Paucicosta*-Gruppen. Nach einem Höhepunkt im Malm hört der letzte auf, während der erste durch *Ph. multicostata* zu der im Neokom wieder erscheinenden *Neocomiensis*-Reihe weiterführt. Die Cenomanverschiebung gibt diesem Genus den ersten, die alttertiäre den letzten Stoß, so daß es rasch zurückgeht und durch *Mya* ersetzt wird.

Parallelen Gang schlagen manche Gastropoden ein, z. B. die Nerineen, welche im Tertiär von *Terebra* und *Mitra* abgelöst werden, die *Actaeonina - Actaeonella* des Lias bis Senon, die von *Conus* im Känozoikum nach den ersten Verschiebungen verdrängt sind. Die obercretacischen Strandänderungen bringen uns *Fusus, Mitra, Conus, Cypraea, Voluta, Pleurotoma*, wie im Lias die Pleurotomarien, aber es dauert ein Weilchen, ganz wie bei *Nerinea*, ehe sie absolut herrschend werden.

Überall zeigt sich das tötende und belebende Element, das den größeren und allgemeineren Transgressionen innewohnt. Ich denke mir als Erklärung dafür, daß in solchen neuen Gebieten bereits existierende, aber bisher von den alten Typen niedergehaltene Stämme den Kampf ums Dasein besser und erfolgreicher aufzunehmen vermochten. In den jeweils bisherigen Meeresgründen waren, wie auf einer Wiese, bereits alle Plätze durch langjährigen Kampf besetzt und ausgenutzt. In den neuen traten die verschiedenen Gruppen wie auf einer Rodung mit anderen Aussichten in Wettbewerb, und die jüngere konnte ältere niederringen. Nach der Eiszeit haben die atlantische und pontische Flora von Westen und Osten her den Boden Mitteleuropas langsam vorschreitend erobert und die glacialen und borealen Pflanzen nach Norden oder in die Höhen der Gebirge zurückgedrängt. Auf dem oberkarbonischen Gebirge ist ein ähnlicher Kampf der Gefäßkryptogamen erfolgt unter ungeahnter Entfaltung der Sigillarien und Lepidodendren. Die Salzwüste der oberen Dyas vernichtet viele dieser Pflanzen und schafft damit den Coniferen und Cycadeen Raum, die im Karbon nicht aufzukommen vermochten.

Diese Ausführungen wären unvollständig, wenn nicht mit wenigen Worten der Meeres r e g r e s s i o n e n gedacht

wäre. Bei diesen lassen sich wieder mehrere Fälle unterscheiden, welche ich die symmetrischen und unsymmetrischen nennen möchte, d. h. erstens der Zustand vor der Transgression wird annähernd oder ähnlich hergestellt, zweitens es folgt auf die marine Zeit ein neuer, anderer Zustand.

Als wirklich vollständiges Beispiel einer symmetrischen Geschichte diene das oberrheinische Becken. Dort beobachten wir obereocäne Süßwasserkalke, im Unteroligocän des Breisgaus Melanienkalke, Cyrenen- und Hydrobienschichten, in der Mitte marine Schichten und an der Oligocän-Miocän-Grenze oben die erste Facies zum zweiten Male in den Litorinellenkalken und Landschneckenkalken. Ebenso ist es im Miocän des Bodenseegebiets, nämlich unten an Land- und Süßwasserschnecken reiche Kalke von Hoppetenzell u. a. O., in der Mitte die Meeresmolasse, oben die Oehninger Stufe. — Strandmoore und dichte Sumpfwälder erzeugten am Rande des skandinavischen Schildes die Rät-Liaskohlen von Schonen und Bornholm; nach der jurassischen Zeit, die das Malmmeer bis an Norwegen und Bornholm heranschob, stellt sich der Zustand ausgedehnter Sümpfe mit üppigem Pflanzenwuchs im Wealden wieder her; darauf folgt die mittel- und obercretacische randliche Überflutung, und zum 3. Male haben wir in den Bernsteinwäldern den Typus ausgedehnter Ufermoore; deren Reste verschlingt die altoligocäne Überflutung, und das Miocän bringt in Mecklenburg, Pommern und Preußen zum vierten Male die Braunkohlenbildung. Ein letztes Beispiel seien Ancylus-See, Litorina-Meer und heutige Ostsee, nämlich Süßwasserbinnenmeer, Anschluß an die offene See, Rückkehr zum ersten Stadium.

Bei den unsymmetrischen Regressionen tritt am Schlusse ein anderer Zustand ein, z. B. Festland, Meer, Wüste oder umgekehrt, ferner Wüste oder Salzsteppe, Meer, Binnensee und, sobald stärkere Faltungsprozesse hinzutreten, Binnensee, Meer, Gebirge. Man kann dies verschiedentlich variieren; die Hauptelemente sind jedoch hiermit bezeichnet. In Süddeutschland folgt auf die Salzsteppe des Keupers das Jurameer und dann das Tafelland der Kreidezeit mit seinen alttertiären Bohnerzbildungen. Im Miocän des Wiener Beckens und Italiens haben wir Festland, Meer, Süßwassersee der Congerienstufe und an der russisch-asiatischen Grenze als Endprodukt die Salzsteppe der Aral- und Kirgisenländer, im Schweizer Jura Tafelland, Meer, Faltengebirge.

Es genügt, wenn hiermit auf diese allen Fachgenossen bekannten Erscheinungen hingewiesen ist.

Von den Landfaunen und den Landpflanzen, welche sich mit dem Festlande sofort einfinden, soll ebenfalls nicht die Rede sein. Indessen muß erwähnt werden das Auftreten einiger anderer Formen in den schwindenden und salzärmer werdenden Strandseen. Vor allem ist *Cyrena* zu nennen, welche mit dem Rät bei uns eingewandert zu sein scheint, da sie am Rande des Harzes im Lias gelebt hat. Ihre Entwicklung geht durch den brackischen, englisch-schottischen Dogger bis zur enormen plötzlichen Entfaltung im Wealden. Gleichartig scheint der Werdegang von *Melania* und *Paludina* gewesen zu sein. In der Jurazeit vollzieht sich die Anpassung von *Mytilus* an das Brackwasser, welcher vom Wealden an keiner derartigen europäischen Bildung fehlt. Den gleichen Versuch macht *Perna* im Tertiär und zwar zusammen mit *Cerithium* (*Perna Sandbergeri* und die verschiedenen Cerithien, vor allem *Potamides* im Mainzer Becken und schon im Pariser Eocän) und *Mya* in der Gegenwart. Denken wir uns den Fall, aus der heutigen Ostsee ergriffe das Meer Besitz von Polen und Centralrußland bis zum Kaspisee, ohne daß wesentlich die Pforten erweitert würden. *Mya* wäre ein *Aucella* vergleichbares Leitfossil, wie es die Congerien gewesen sind in ungefähr gleicher Ausdehnung. — Im mittleren Tertiär Osteuropas beobachten wir bei den Cardien den gleichen Prozeß, schließlich bei den Brachyuren (*Telphusa* in Süßwasserkalk von Engelswies und Öhningen, rezent im Albaner See). Bei diesen Brackwasserarten ist das oben Betonte, daß freier Platz neuen Formen eine üppige Blüte gestattet, besonders klar zu erkennen. Weder die marinen, noch die rein limnischen Tiere vermögen es in der Zwischenzone auszuhalten. Daher ist freier Raum im Übermaße da, an aller möglicher Nahrung lebender oder abgestorbener Organismen fehlt es nicht, also können Cyrenen, Mytiliden, Cardien in Unzahl erscheinen. Freilich vermögen wir diesen Vorgang ebenfalls nur dort sicher zu beurteilen, wo rezent vorhandene Gattungen in Frage kommen, und deshalb bleibt alles auf das Oldred Bezügliche mehr oder minder in der Schwebe. Allerdings bin ich der Ansicht, daß dessen obere Abteilung in Schottland Süßwassersedimente darstellt, habe jedoch z. B. auseinandergesetzt, daß die Fische keinen Beweis liefern. — Damit nicht zu verwechseln sind marine Relikte in Meeresbuchten, Straßen, zwischen vulkanischen Inseln und in

Deltas. Also sind die Culmfauna der Südvogesen oder die Einschwemmungen von *Aviculopecten* und *Goniatites* im westfälisch-englischen Oberkarbon ganz anders zu beurteilen. An solchen Resten wird es in sich h e b e n d e n Strandgebieten natürlich nie fehlen.

Bei dem Übergang einer Meeresfläche in Salzwüste und Salzsteppe ist Verarmung der Fauna das allgemeine Kennzeichen, *Lingula*, *Estheria*, sog. *Corbula* halten im Keuper wie in der Anhydritgruppe noch ein Weilchen aus; am längsten die Phyllopoden, welche sehr salziges Wasser vertragen und durch ihre Dauereier die Möglichkeit haben, sofort neue zahlreiche Generationen zu liefern, sobald irgendwo die Lebensbedingungen durch frischen Wassereinbruch oder Platzregen für sie gegeben waren. Gewitterbäche schleppen im aufgewühlten Erdreich solche Dauereier mit, der Wind vertreibt sie mit anderem Staub in irgendwelche Lachen und vorübergehende Teiche, wo die Keime sich sofort entwickeln und in dem feinen Bodensatze die Schalen sich anhäufen. Trotz der ähnlichen Lebensweise schließen sich meistens Ostracoden und Estherien aus. — Zur Charakteristik solcher Salzsteppen gehören ferner lokal massenhaft vorkommende Fische, die einen schwindenden See bevölkerten, immer mehr zusammengedrängt wurden und mit diesem rettungslos abstarben, ferner Fußspuren und Knochen irgend welcher höheren Landtiere (Krokodile, Dinosaurier, Schildkröten). Unter den Fischen verdient natürlich der Lebensweise wegen *Ceratodus* besonders hervorgehoben zu werden.

Geht endlich bei einer Regression das gehobene Gebiet in ein Faltengebirge über, so fehlen meistens fossilreiche charakteristische Schichten oder sind zum mindesten untergeordnet. Grobklastische Gesteine, also Konglomerate, Breccien, grobe, schließlich feinere Sandsteine ohne alle Einschlüsse herrschen und geben uns nur über das Vorhandensein von Gefäll, von Höhen und Tiefen und lebhaft strömendem Wasser Kunde. So haben wir in den Alpen den Verrucano, zweitens das Flyschkonglomerat, drittens die mächtige miocäne Nagelfluh der Voralpen, im Apennin die Pliocänkonglomerate u. a. m. Finden sich in diesen oft bis 1000 m mächtigen Schuttmassen versteinerungsführende Schichten, liegen sie meist an der Basis und sind marin oder ganz oben und tragen dann brackischen oder limnischen Charakter, z. B. Riginagelfluh. Die ungeheure Dicke dieser Deltakegel beweist, daß der späteren Aufwölbung eine Zone tiefer Eindellung voranging, die als Schuttsammler diente,

bis sie aufgefüllt war oder selbst in die Faltung einbezogen wurde. Das schweizerisch-bayerische Molasseland, die Juranagelfluh am Nordrande des Schweizer Faltenjura sind dafür typische Belege. — Wohl hat Skandinavien seit dem Oberdevon randliche, positive und negative Bewegungen genug erfahren. Diese Konglomeratbildungen der alpinen Faltungszone fehlen dort absolut, woraus sich ergibt, daß diese hier als eine besondere Erscheinung abzutrennen waren. Dafür haben die sich hebenden Massive etwas anderes, was den Faltengebirgen fehlt, nämlich deutlich ausgeprägte Strandterrassen. Liegt ein Steilrand vor wie in Norwegen, so sind dieselben nah aneinander treppenförmig angeordnet und machen sich durch Brandungsgeröll, durch Brandungshohlkehlen und Pholaden oder Balaniden neben Muschelgrus bemerkbar. Für die letzte Eigentümlichkeit sind die sizilischen und kalabrischen Terrassen bezeichnend, auf deren Oberfläche der aus Bryozoen, Korallen, Clypeastriden und Terebrateln nebst Austern, Pecten und Spondylusgrus bestehende marine Kalktuff in ebener, höchstens schwach geneigter Lage ruht. In den Tropen bezeichnen gehobene von der Brandung zerfressene Korallenriffe die ehemaligen Wasserstände z. B. auf Misol, in Ceram, Nordost-Borneo und bilden in Deutsch-Neu-Guinea 6—7 Treppen, insgesamt 500 m hoch, an denen man die einzelnen Hebungsphasen unmittelbar abzählen kann. — Handelt es sich um ein flaches Gebiet mit negativer Phase, so liegen aus Sand und feinem Gerölle aufgebaute, meist breite Strandwälle weit auseinander, wie sie uns das Ostseegebiet in Nordschweden, Finnland und Estland aus den Ancylus- und Litorinaperioden des Postglazials darbieten, wobei eben das langsame Auftauchen breiterer Zonen zugleich Haff- und Moorbildung begünstigte, also Übergangsschichten schaffen kann, welche den eigentlichen Strandterrassen abgehen. Das größte derartige Beispiel ist nach meiner Ansicht die Old red-Phase im Norden und an den Seiten des heutigen Atlantischen Ozeans, ein junges Gegenstück das langsame Auftauchen der Patagonischen Ebene, die daher von West nach Ost die Tertiärschichten stufenweise bis zu den pleistocänen darbietet.

Wie wir an den beiden Beispielen von Skandinavien und Südamerika erkennen, ist einseitige Hebung oder ein Kippen kontinentaler Schollen die Ursache, daß sich die Regression so verschieden gestaltet.

Schließlich erscheint es mir nötig, bei dieser Gelegenheit ein kräftiges Wort gegen die Übertreibungen zu richten, die mit der Meeresabrasion gemacht werden. Seit Richthofen diesen Vorgang hervorhob, hat man besonders im Kreise der Morphologen dieser Zerstörung eine hohe Bedeutung zugewiesen und auch bei Geologen wird zuviel von der rein abtragenden Wirkung des Meeres gesprochen.

Ich bin wesentlich anderer Meinung. Nach meiner Ansicht ist der tektonische Vorgang das wichtigere, die marine Abrasion ist nur eine Folge und durchaus Nebenerscheinung, ist ferner keineswegs von so einschneidender Wirkung, daß ganze Landflächen nach und nach weggeputzt würden. Das ist eine ganz falsche Vorstellung, und leider beruht auf dieser so manches tektonische Mißverständnis, indem jede später gefaltete Insel oder jeder Erosionsrest als „Überschiebung", als „Teildecke" erklärt wird.

Eine kristalline Insel, wie z. B. das Plateauzentral, ist seit der Triasperiode bis zum Tertiär vom Meere umgeben gewesen und doch nicht weggeräumt worden. Ein Eiland wie Bornholm trotzt den Wellen der Ancylus-, Litorina- und heutigen Ostsee, und hat annähernd immer die gleichen Umrisse besessen. Die Strandlinien von Yoldia-, Ancylus- und Litorina-See laufen auf Gotland der heutigen Küste recht nahe und parallel, und wir sehen an den Strandwällen jener Zeiten, wie wenig das Meer sich dort wirklich in den Felsen eingefressen hat. Das Gleiche ergibt sich an den gehobenen Strandlinien Norwegens, wo die Brandungskehle erhalten blieb. In den Ketten des Apennins haben wir die mit Bohrlöchern versehenen alten Brandungs- und Uferzonen des pliocänen Meeres und erkennen, daß dieses kaum wesentlich anders von Anfang an begrenzt gewesen sein kann, als diese Strandmarken es angeben.

Die Brandungswirkungen sind in unglaublicher Weise überschätzt worden. Wohl sinkt eine Scholle Gestein nach der anderen von den Steilküsten Rügens herab. Aber wie langsam geht dies, selbst bei dem weichen Gestein! Hätte der Mensch auf Jasmund nicht in letzter Zeit künstlich unnatürliche Verhältnisse durch Zerstörung und Veränderung des natürlichen Vorstrandes geschaffen, so wäre die Wirkung der See als solche unbedeutend. Eine einfache Meeresbrandung schafft keine Felsküste fort, selbst nicht, wenn Küstenströmung dazukommt. Sonst müßten wir keine alten vulkanischen Inseln mehr haben. Die Liparen z. B.

zeigen über und unter dem heutigen Meeresniveau Strandterrassen, ebenso Vivarra und Procida, aber die Inseln als solche sind in ihrer Hauptmasse kaum angegriffen. Die Bretagne und die spanisch-portugiesische Küste sind den kräftigsten Wirkungen der atlantischen Wellen ausgesetzt und besitzen die ursprüngliche Flußtalzerschneidung unverändert. Das müßte ausgeglichen, zerstört, zum mindesten verwischt sein, wenn die umgestaltende Kraft der See wirklich so bedeutend wäre. Einzelne kleine Klippen und Felsen vergehen — das wird niemand leugnen —, aber die feste, in sich geschlossene oder selbst zerrissene, etwas ausgedehntere felsige Küste kann das Meer allein kaum bezwingen, nicht einmal die Koralleninseln. Man hat vielleicht unbewußt Verhältnisse von Helgoland verallgemeinert und vergrößert und hat dabei eigentlich immer an das sagenhafte Eiland mit seinen 14 Dörfern gedacht. Helgoland, obwohl von allen Seiten frei und angegriffen, wird noch lange bestehen. Wie anders sieht die Wirklichkeit aus selbst bei weichem Gestein, wenn das Meer nur einseitig abnagen kann! An der hinterpommerschen Küste sehen wir, wie der verschleppte Schutt als flacher Strandkegel die Küste s c h ü t z t und so ausglättet, daß wirkliche Meeresabrasion nur an wenigen Stellen erfolgt. (Kirche von Hoff.) Nur wo ganz weiche Gesteine am Strande anstehen, kann ein wirklicher Rückgang des Ufers durch marine Abrasion eintreten und dann auch nur, wenn der Küstenstrom die Bildung eines Vorstrandes und Brandungsschuttkegels verhindert. Das wird aber immer eine lokale Erscheinung bleiben; denn sobald sich an solchen Stellen die See tiefer in das Land einfrißt, ändert sich der Küstenstrom, nimmt die unmittelbare Einwirkung der Brandung ab, der Geröllstrand wird flacher und breiter und damit die Wellenkraft vermindert, oder es entstehen Haffe.

Ich habe mir eine ganze Anzahl mariner Transgressionen, die ich an Ort und Stelle studiert habe, auf diese Momente hin vorgeführt. Einige der wichtigsten seien hier besprochen! In Schweden und in Finnland greift die kambrische See über weite Flächen des Grundgebirges. Nirgends haben wir dort bedeutende Konglomerate an der Basis. Rapakiwigrus baut in Finnland den Björneborgsandstein auf, wie es sein muß, wenn eine verwitterte Granitoberfläche vom Wasser überspült wird. Auf weite Flächen hin ist der Eophytonsandstein ein feiner Sand und ganz gleichmäßig

aufgelagert im mittleren Schweden. In Dalarne liegt ohne bedeutende Brandungskonglomerate der präkambrische Sandstein auf der kristallinen Unterlage. Wie gleichmäßig die See nach kurzer Zeit den skandinavischen Schild weithin überdeckte, zeigen die dünnen Trilobitenzonen der *Paradoxides-*, *Agnostus-* und *Olenus*-Region. Dort wurde eine bereits vorhandene, irgendwie entstandene Abtragungsebene weithin durch Senkung unter den Meeresspiegel und zwar in recht gleichmäßiger Weise hinabgezogen. Ganz einheitlich erfolgte das nicht, wie die Unterschiede im Kambrium zu beiden Seiten der Ostsee dartun. — In Schonen greift der Lias (Hörsandstein) über den Gneis, der nur eine ganz dünne, umgelagerte Verwitterungsdecke zeigt, ebenso das Senon, dessen Sande auf dem Grundgebirge Blekinges so aufruhen, daß die Austern auf den Felsen sitzen. Man erkennt die flachen Rinnen, in denen sich der Schutt ablagerte. Abrasionsfläche in größerem Maße fehlt dort ebenso, wie bei Ignaberga die Brandungsgerölle in dem Bryozoengrus nur untergeordnet auftreten. Am Süd- und Ostrande von Bornholm greifen ohne sichtbare Brandungsspuren, Keuper und Lias über das Silur und später Untersenon über Lias. In beiden Fällen lieferten umgelagerte Dünen das ausgeebnete Material. In Pommern sind die transgredierenden Gaultsande frei von Brandungsgeröllen. Im Baltikum zeigten nur die dünne Lage mit gerollten Feuersteinen und die aus Ananchytentrümmern zusammengesetzte Echinodermenbreccie im glaukonitischen, palaeocänen Sande das Vorrücken des Meeres an. Auch die eingreifende postdiluviale Litorinasee hat die diluvialen Inselkerne keineswegs ganz abgetragen, sondern nur etwas eingeebnet, wie den Adlergrund, die Prerow- und Plantagenetbank beweisen, und in Skandinavien sind die Åsar durch die See gar nicht erheblich angegriffen, obwohl sie aus losem Material bestehen (Ås von Upsala und von Wesenberg in Estland). Gerade der Einbruch der Yoldiasee in Mittelschweden zeigt uns, wie wenig ein solch transgredierendes Meer selbst lose Anhäufungen wegzuräumen vermag. Auswaschungen fehlen natürlich nicht, sind uns in den Steinfeldern Finnlands erhalten, aber daß dort Abtragungsflächen in ausgedehnterem Maße entstanden wären, ist nicht der Fall.

In Mitteldeutschland greift das Cenoman über im Gebiete von Essen, im Harzlande, in Sachsen, Böhmen und durch Oberfranken bis an die Donau. Hie und da sieht man Grundkonglomerate, beobachtet man Brandungskehlen oder

als Ausspülung zu deutende Taschen. Aber von einer generellen Abrasion des Festlandsockels durch die See ist doch wohl keine Rede. Wealden ist zur Neokomzeit umgelagert im Teutoburger Walde. Belemniten des Lias treten in unterkretazischen Sanden und in den Eisensteinen bei Ilsede auf, ebenso wie in der Umgebung von Rügen die gerollten Belemniten im rezenten Meeresschlamme und Strandgeröll liegen oder in dem paleocänen Trümmerwerk. So wenig wie die baltische Kreide, ist der hercynische Lias und Dogger generell verschwunden.

Wie wenig hat das einbrechende Rät- und Liasmeer die Küsten von Böhmen, des Plateau central, des Cotentin und der Bretagne, sowie der britischen alten Massen umgestaltet! Wir beobachten dort überall die alten Grenzen der See. Wir sehen Sande, Sandsteine, auch Konglomerate, aber daß dort bedeutende Massen durch das Meer eingeebnet seien, wird kaum jemand behaupten. Die See erfüllte ein bereits gesunkenes oder schnell sinkendes Becken, das sie rasch überdeckte und an dessen Rändern sie stehen blieb. Ganz ebenso machte der Zechsteingolf an bereits vorhandenen Ufern Halt, ohne kräftig zu abradieren; sonst hätten wir ja nichts mehr vom Rotliegenden in Mitteldeutschland.

Im Moskauer Becken überzieht bei Mjatschkowo eine kaum meterdicke Geröllschicht die schwach buckeligen hellen Karbonkalke unter der bald ganz reintonigen, dunklen Decke des transgredierenden Callovien, die zeigen, daß dort nichts mehr abgetragen wurde.

Im Schweizer Jura beginnt die wieder gegen Norden vorschreitende Kreide mit glaukonitischen Sanden, nicht mit mächtigem Kalkschutt. Dasselbe gilt vom miocänen Meere auf der Schwäbischen Alb. Im Bodenseegebiet schiebt sich dort zwischen die feste Unterlage eine aus Süßwasser und oft wohl auch brackischen Sedimenten entstandene Zwischenschicht ein. Das sind deutliche Zeichen für Lagunen im sinkenden Küstenlande, über die das Meer dann endgültig herüberflutet. So haben wir Kohlenbildungen an der Basis des sächsischen Quadersandsteins, so ist auch der Gault über die Sumpfgebiete der Wealdenbildungen, der marine Jura über die flachen Deltas des schonenschen Rät und Lias hinweggegangen.

In allen diesen Fällen — sie ließen sich sehr vermehren — handelt es sich um sinkende oder schon gesunkene Schollen, die vom Meere überspült wurden, um bereits eingeebnete oder flache Gebiete. In diesen hat die See nur

oberflächlich Umlagerung erzeugt, keine erheblichen Abtragungen vorgenommen. So wie etwa heute weite Strecken der Niederlande ohne die Deiche flach überflutet wären.

Steilküsten sind auch in geologischen Zeiten Steilküsten geblieben und nur wenig verändert. Die felsigen Ufer zeigen deutliche Brandungserscheinungen und sind von einer Zone von Meereskonglomeraten begleitet. Indessen alle diese Zonen sind schmal und nicht alle Gerölle des groben Schutts sind m a r i n e Erzeugnisse. Als wenig breite Streifen begleiten die oligocänen Konglomerate an beiden Seiten den Rheintalgraben und nehmen gegen die Mitte rasch ab. Als zwar vertikal mächtige, horizontal jedoch dünne Bänder begleiten im Apennin die pliocänen Konglomerate die Kalkketten, um in jedem etwas weiteren Becken sofort Tonen, Sanden, also feinerem hinausgeschwemmtem Material Platz zu machen; ebenso vom Apennin gegen die Murgie und den Golf von Tarent. Diese Schuttmassen sind in einem aufsteigenden Gebirge um und in Inselketten entstanden, denen direkt vergleichbar, welche sich heute um die dalmatinischen Inseln ablagern. Ähnlich sind die Flyschkonglomerate der Alpen erzeugt und viele mesozoische gleiche Gesteine am Rheinischen Schiefergebirge, am Plateau central und anderswo. Bei vielen dieser Schuttmassen bleibt aber durchaus zweifelhaft, ob sie alle rein marinen Ursprungs sind. Im Mittelmeergebiet z. B. an den beiden Rivieren und in Unteritalien münden kurze, aber gefällreiche starkströmende, mit unglaublichen Schuttmassen beladene Bäche in das Meer und bringen dort mächtige Geröllmassen in Deltas, die sich oft eng aneinanderlegen, zustande. Auch in einem sich hebenden Gebirge, in dem die Erosion kräftiger anwächst, kann ein solcher Schuttgürtel fast ringsum ohne bedeutende Meeresabrasion zustande kommen. Dies war sicher im rheinischen Unterkarbon der Fall. Außerdem sind bei langsamem Untertauchen oft genug große Dejektionskegel, lange Flußterrassen und ähnliches aus früherer Zeit vorhanden, welche nunmehr Auswaschung, Sonderung durch Brandung und Küstenstrom erleiden und als marine Konglomerate neu zur Ablagerung gelangen. Der Rheintalgraben war schon vor der oligocänen Zeit unzweifelhaft angelegt, im Unteroligocän als Salzpfanne vorhanden. Schutt ist schon damals von den Seiten in ihn hineingetragen und sicher vielfach darauf durch das mitteloligocäne Meer umgeschüttet und neu sedimentiert. Man begeht oft denselben Fehler, den die norddeutschen Glazialgeologen bei Bestimmung der

diluvialen Sedimentgeschiebe machten, wenn sie z. B. obersilurischen Pentameruskalk dorther kommen ließen, wo er heute noch ansteht. Wenn auf Hauptoolith in den südbadischen Vorbergen aus demselben Gestein bestehendes Tertiärgeröll lagert, so muß es eben anderswo herstammen, vielleicht aus der Nähe von solchen durch Brandung zerstörten Klippen, vielleicht auch ganz anders woher, durch Flüsse herbeigeschleppt. Echte Grundkonglomerate des transgredierenden Meeres über ein sinkendes Land sind sehr wenig mächtig, da ja rasch Ablagerung von Schutt erfolgt und den Untergrund der Abtragung entzieht. Gerade bei flach übergreifendem Wasser können die groben Bestandteile erst in einer gewissen von Ebbe und Flut oder Brandung entfernten tiefen Zone zum Absatz gelangen; sonst werden sie schließlich zu Sand und sind nicht mehr erkennbar. Der untere Buntsandstein bedeckt gegen Süden hin den mittleren Schwarzwald, aber das kristalline Gesteinstrümmer umschließende Ecksche Konglomerat bildet sich erst weiter gegen Norden als die Südgrenze des Hauptbuntsandsteins mächtig und typisch, d. h. in den schon früher unter den Seespiegel gerückten Teilen aus. Das Hauptkonglomerat liegt als dünne Decke auf der Abtragungsfläche des südlichen Schwarzwaldes, oft kaum ½ m dick, schwillt aber nördlich davon in den mittleren Teilen von Vogesen und Schwarzwald zu 20 m mächtigen Lagen an. Umgekehrt können bei aufsteigendem Lande sich die groben Schuttmassen besonders in ursprünglich tieferen Senken und Löchern ansammeln, weil sie dorthin zusammengespült und schließlich auch durch Flüsse hingetragen werden. Im Süden Badens sehen wir über der Meeresmolasse eine konglomeratische, aus alpinen Geröllen aufgebaute Zone erst der Brackwasser-, dann der Süßwassermolasse. In dieser schwellen die Geröllbänke oft zu bedeutenden Linsen an. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Baumberger enthält die enorm dicke Riginagelfluh oben brackische Fossilien und Landpflanzen. Dasselbe gilt von dem Juranagelfluhschutt des oberen Miocäns im Hegau. — Wie in ein Becken das Meer eindringt und bei dessen weiterem Sinken sich randlich ausbreitet, zeigt uns der mitteldeutsche Zechstein. An seiner Basis liegt das Zechsteinkonglomerat, hervorgegangen aus dem, was die See vorfand und verarbeitete, also aus Rotliegendschutt. Nun rückt das Konglomerat seitlich sich ausdehnend und lokal ändernd in höhere Niveaus, und das geht ja am Rheinischen

Schiefergebirge und Ardennenrand bis in den Lias hinein. Mit der jeweiligen Stabilität von Meer und Land nimmt das Konglomerat nicht zu, wie es die Abrasionstheorie erfordert, sondern ab.

Bei der Meerestransgression ist das Grundelement die positive Verschiebung, also das Tektonische. Ohne dieses bleibt im allgemeinen die Meereswirkung eine geringe und eine lokale. Wohl werden Klippen und Kliffs abgetragen und zerstört. Sehr bald müßte dies aber durch Erlangung der Gleichgewichtslage aufhören. Von einer marinen Abrasion weiter Landstrecken kann gar keine Rede sein. Handelt es sich um flaches Land, so greift das Meer gleich weit über. Meistens ist dieser Einbruch vorbereitet und der vorhergehende Zustand ein unhaltbarer gewesen. Ausgedehnte Platten härterer Gesteine, kristalline Inseln und Kerne kann die See gar nicht bezwingen. Die Faltung, der Einbruch von Gräben, Kesseln oder großen Schollen bedingt und begrenzt den jeweiligen Meeresstand. Nicht in allen Einzelheiten — denn die Wirkung der See auf ihre Ufer soll keineswegs geleugnet werden — aber mehr, als bisher allgemein angenommen, sind auch die Küstenformen durch tektonische Vorgänge und deren gestaltende Einflüsse bedingt.

Wir sind am Schlusse. Dieser Artikel hatte den Zweck, die Trans- und Regressionserscheinungen als Ganzes zu behandeln und zu ordnen, soweit es angeht. Natura non facit saltus. Wohl findet man in den Lehrbüchern die Einzelheiten sorgfältig aufgezählt, aber nirgends fand ich klar Unterschiede und Gleichheit getrennt und eine innere genetische Verknüpfung gegeben, auch nicht in dem sonst trefflichen Buche Dacqués über Paläogeographie, in welchem gerade das Kapitel über Meerestransgressionen merkwürdig dürftig ausgefallen ist. Behandelt man aber solche Fragen, die zurzeit morphologisch von den Geographen wiederholt lang und breit in schematischster Weise erörtert werden, so durfte das interessante paläontologische Moment nicht fehlen, durch welches gerade diese Erscheinungen der Vergangenheit so interessant werden und zahlreiche Fingerzeige für die Gegenwart darbieten. Von allen Theorien, deren wir mehr als genug haben, bin ich mit Sorgfalt ferngeblieben. Denn was die Ursachen dieser Strandverschiebungen angeht, so sind weite Faltungsvorgänge das wahrscheinlichste. Mehr können wir eigentlich nicht sagen. In neuerer Zeit gilt es als modern, von Verschiebungen des Sal und Sima

im Innern der Erde zu reden. Ich halte dies für einen Fehler; wissen tun wir darüber nichts, spiegeln aber mit diesen Worten eine Kenntnis vor, die wir in Wirklichkeit ganz und gar nicht besitzen. Alle schönen Spekulationen über Isostasie leiden an dem Mangel, daß wir über einen der wichtigsten Faktoren, über die innere Reibung der Massen in der Tiefe ganz im unklaren sind. Ich rate dringend, von dem Hantieren mit unbestimmbaren Faktoren abzusehen und sich mit dem Ausdruck des Tatsächlichen mit Hebung und Senkung, mit Faltenwurf und ähnlichem zu begnügen. Mehr sagen eigentlich die schöne Sal-Sima-Hypothese und die Isostasie auch nicht.

[Manuskript eingegangen am 1. März 1916.]

5. Über einige *Proctotrypidae (Bethylinae, Ceraphroninae* und *Scelioninae)* aus dem subfossilen und dem rezenten Kopal von Zanzibar und von Madagaskar.

Von Herrn Fernand Meunier in Antwerpen.

(Hierzu Tafel XXIX.)

Nur sehr selten haben bisher die Paläoentomologen Gelegenheit gehabt, im Kopal eingeschlossene Proctotrypiden zu beschreiben. Es wäre aber falsch, zu behaupten, daß diese Pygmeeneinschlüsse so selten seien, als es den Anschein hat. Es erweist sich im Gegenteil, daß, bei freilich äußerst geduldigem Nachsuchen, sich dieselben sogar ziemlich häufig in den verschiedenen Kopalarten (Zanzibar, Togo, Acra, Madagaskar[1]) vorfinden möchten, und daß sie nur ihrer außerordentlichen Kleinheit wegen übersehen werden. Mit bloßem Auge sind sie meistenteils nicht zu sehen, und selbst dem Forscher, der sich nicht ganz eingehend mit diesem besonderen Studium beschäftigt, entgehen oft die in den verschiedenen Lichtschichten versteckten „geflügelten Atome“,

[1]) Sehr wahrscheinlich dürften sich auch Proctotrypiden-Einschlüsse in dem Pinkauri-Harz (*Dammara australis* Salisb.) von Neuseeland vorfinden, doch sind Insekten im Dammara-Gummi kaum bekannt.

die durch ihre zierliche Form und die wunderbare Zartheit ihrer Organe entzücken.

Schon früher habe ich einige *Proctotrypidae* und *Mymaridae* des Kopals und auch des baltischen Bernsteins beschrieben.[2])

Die nachfolgend beschriebenen Insekten gehören den Gattungen *Messoria* n. gen., *Ceraphron* Jurine und *Acutibaeus* n. gen. an.

1. *Bethylinae.*

Das hier beschriebene Hymenopteron scheint in seiner Allgemeinheit beim ersten Blick Ähnlichkeit mit den Apiden aufzuweisen. Wie es bekannt ist, hat Haliday nach diesbezüglichen biologischen Beobachtungen die Ansicht ausgesprochen, daß diese Hymenopteren in der systematischen Klassifikation vor den Apiden eingereiht werden müßten. Die Halidaysche Meinung wurde aber von allen Autoren die sich mit der Entwicklungsgeschichte und der Biologie der *Bethylinae* befaßt haben, widerlegt und ist es auch zweifellos, daß dieselben mit den *Terebrantia* der Familie der *Proctotrypidae* zusammengeschaltet werden müssen.

Durch die charakteristische Form der Vorderbeine (♀), hauptsächlich des sichelförmig eingeschnittenen Fersengliedes oder Metatarsus halber, nähert sich das Fossil der Gattung *Apenesia* Westw.; das Geäder des Vorderflügels ähnelt dem der Gattung *Calyoza* Westw., einem Vertreter der sehr interessanten *Bethylinae*, von dem eine Art *Calyoza ramosa* im fossilen Zanzibarkopal beobachtet wurde.

Für die neue Form stelle ich die Gattung *Messoria* auf, um durch diesen Namen die eigentümliche Form des Metatarsus der Vorderbeine zu bezeichnen.

Messoria copalina n. sp.

♀ Kopf breiter als der Rückenschild, rechteckig, breitgedrückt; Augen und Punktaugen sehr deutlich, Oberlippe einfach. Fühler am Ende verdickt und aus 13 Gliedern bestehend. Erstes Glied lang, das 2. und die folgenden fast quadratisch; das letzte Glied länglich oval. Kiefer stark entwickelt und allem Anschein nach einfach.[3]) Rückenschild

---

[2]) Ann. Soc. scient. de Bruxelles t. XXXII. 2. Partie p. 256, 1908;

— Revue scientifique du Bourbonnais t. XVIII. p. 206—209; Moulins, 1906.

— Liste des travaux scientifiques 1914.

[3]) Die umschließende Kopalschicht verhindert die Form der Maxillar- und Labialtaster zu erkennen.

kaum kürzer als der Hinterleib. Metathorax ein wenig konvex. Es war mir unmöglich zu sehen, ob das Mesonotum gefurcht ist oder nicht. Hinterleib eiförmig. Flügel breit. Unterrandader dem Flügelrand sehr genähert; der Radius unvollständig und die Flügelspitze nicht erreichend. Kubitalader mit der Basalader in der Nähe der Unterrandader, doch nicht mit dieser letzteren verbunden, wodurch diese Art ein ganz eigentümliches Gepräge bekommt; Mediastinalader verzweigt — der obere Ast bildet die erste rücklaufende Ader. Es sind 2 Basalzellen und 2 unvollständig geschlossene Diskoidalzellen vorhanden. Der Flügelrand scheint mit einer feinen Haarfranse versehen zu sein. Beine kräftig; Vorderschienen erweitert und vor dem Ende mit zwei gleichlangen großen Dornen; Metatarsus walzenförmig, länger als das 2. bis 5. Glied zusammengenommen, und an der Basis mit einem sichelförmigen, kammartig behaarten Ausschnitt; das 2., 3. und 4. Glied ungefähr gleichlang, ziemlich dünn, 5. Glied kräftiger, verlängert; Krallen stark. Schienen und Metatarsen der Hinterbeine stark verdickt und mit Drüsenschwielen versehen, die wohl dazu dienen, in der Erde zu wühlen, wie dies bei den *Apenesia* der Fall ist.

♂ gleicht dem ♀, doch ist der vordere Metatarsus einfach, die Dornen sind weniger auffallend und auch die Krallen weniger entwickelt. Hintertarsen von derselben Form, wie die des ♀, obwohl auch hier die Erweiterung weniger hervortretend ist.

Ich habe 3 ♀ und 4 ♂ in dem subfossilen und rezenten Kopal von Madagaskar beobachtet. Körperlänge $3^1/_2$–4 mm. Die Stücke gehören einer kleinen Sammlung an, welche mir seinerzeit Herr M. KÜNOW, Kustos am zoolog. Museum von Königsberg zum Geschenk machte.

2. *Ceraphroniae.*

Ceraphroninae (ASHMEAD).

Gattung *Ceraphron* JURINE.

Ceraphron serrulatus n. sp.

♂ Kopf stark entwickelt, breiter als der Rückenschild. Fühler oberhalb des Clypeus eingefügt und aus 11 Gliedern bestehend: 1. Glied ziemlich lang, 2. und 3. Glied fast walzenförmig, die folgenden Glieder etwas sägeartig ausgeschnitten erscheinend; das letzte Glied länglich eiförmig. Auf der Oberseite der Fühlerglieder sind 3 oder 4 sehr deutliche, lange und steife Borstenhaare vorhanden, auf der Unterseite scheinen dieselben etwas kürzer und spärlicher zu sein.

(Die Gattung *Lygocerus* weist eine ähnliche Morphologie auf, doch ist bei ihr das Ende der Randader (marginale) der Vorderflügel durch ein deutliches Stigma gekennzeichnet.) Rückenschild fast eiförmig und beinahe doppelt so lang als breit;[4]) der Metathorax steil abfallend und jederseits mit einem winzigen Zähnchen versehen. Hinterleib oval und kürzer als der Rückenschild. (Nach ASHMEAD ist der Rückenschild kürzer.)[5]) Flügelfläche deutlich behaart; Randader über die Flügelmitte hinausgehend, Stigma (Stigmavein) ziemlich kurz, etwas konkav.[6]) Hinterflügel schaufelförmig mit langer, sehr verschmälerter Flügelbasis und am Unterrande mit einer langen Haarfranse. Schenkel verdickt. An den Hinterbeinen ist der Metatarsus (Fersenglied) länger als das 2. bis 5. Glied zusammengenommen.

Durch die Form des Rückenschildes sowohl als auch durch die Stigmaader ist diese Art von den zu der Gattung *Ceraphron* gehörigen Formen etwas verschieden; ich halte es trotzdem für geraten, sie dieser im allgemeinen etwas heterogenen Gattung, aus welcher schon die Gattungen *Calliceras*, *Hadroceras* und *Megaspolidea* ausgeschieden wurden, einzuverleiben.

Das Tierchen mißt $^3/_4$ mm.

Herkunft: Rezenter oder subfossiler Zanzibar-Kopal.

♀ Unbekannt.

Ceraphron fasciatus n. sp.

♂ Kopf etwas breiter als der Rückenschild. Fühler oberhalb des Clypeus eingesetzt und aus 11 Gliedern bestehend: das 1. Glied nicht ganz so lang als der Kopf, die nächstfolgenden Glieder walzenförmig, die anderen mehr rundlich; das letzte Glied stumpfkeilförmig. Von den vier Tastergliedern sind nur 3 sichtbar; es ist also das 2. Glied länger als das 3., und dieses und das 4. gleichlang.

Rückenschild ein wenig länger als der Hinterleib, jederseits des Metathorax ein kleines Zähnchen. Hinterleib eiförmig. Schenkel etwas verdickt; an den Mittelbeinen sind die Fersenglieder länger als das 2.—5. Glied zusammengenommen; das 2., 3. und 4. ungefähr gleichlang. Vorderflügel schaufelförmig, an der Basis verengt; Randader in ein

---

[4]) Die umgebende Kopalschicht verhindert zu erkennen, ob der Mesothorax die charakteristische Mittelfurche besitzt.

[5]) Durch diese Form ist die neue Art des Kopals von den anderen *Ceraphron*-Arten verschieden.

[6]) Sie ist bei den anderen *Ceraphron*-Arten sehr deutlich konkav und dabei viel stärker verlängert.

deutliches konkaves Stigma auslaufend. Nahe der Flügelwurzel ist der Vorderrand des Flügels mit einigen Härchen versehen und die ganze Flügelfläche deutlich behaart; vom Stigma abwärts bis zum Hinterrande zieht sich wie ein schwacher Schatten ein bräunliches Querband. Hinterflügel schmal und ebenfalls mit Schattenflecken.

Größe des Tierchens: ½ mm.

Herkunft: Rezenter Zanzibar-Kopal.

♀ Unbekannt.

3. *Scelioninae.*

Gattung *Acutibaeus* n. gen.

Acutibaeus bellicosus n. sp.

Dieses Insekt unterscheidet sich von *Ceratobaeus* HALIDAY durch das letzte Fühlerglied, welches am Ende deutlich zugespitzt ist und die Beine, welche nur 4 Tarsenglieder haben wie die Gattung *Iphetrachelus* HALIDAY. Durch die Form des Kopfes und des Rückenschildes und des Hinterleibes hat es einige Ähnlichkeit mit den *Haplogryon*. Die Morphologie der Vorderflügel ist dieselbe wie von *Ceratobaeus* ASHMEAD.

♀ Kopf kräftig entwickelt, breiter als der Rückenschild. Fühler tief am Kopfe eingesetzt und aus 6 Gliedern bestehend: das 1. Glied ziemlich lang, das 2., 3. und 4. Glied walzenförmig, deutlich verdickt; das letzte Glied (Knopf) am Ende zugespitzt.[7]) Alle Glieder mit wenigen spärlichen Haaren versehen. Rückenschild mit einigen Borstenhaaren und ungefähr ebenso lang wie der Hinterleib. Vorderflügel breit schaufelförmig, behaart. Randader lang, Stigma schief laufend und am Ende erweitert. Hinterflügel verhältnismäßig breit, behaart. Beine kräftig. Tarsen viergliedrig wie bei den *Platygasterinae* aus der Gattung *Iphetrachelus* HALIDAY. Fersenglied ungefähr so lang wie das 2. und 3. Glied zusammen — diese beiden Glieder unter sich ungefähr von gleicher Länge, das letzte Glied etwas länger.

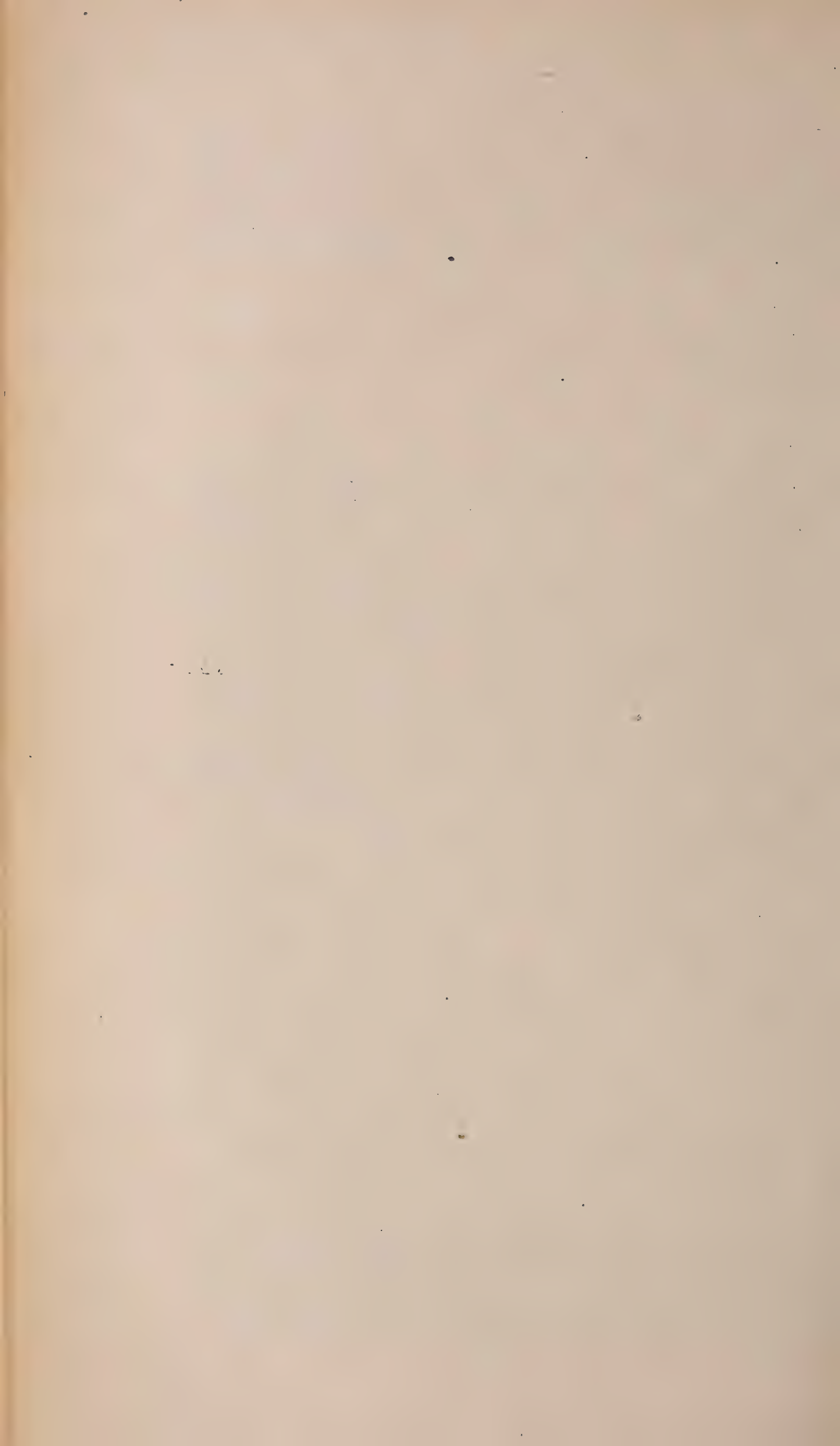
Durch die viergliedrigen Tarsen ist diese Gattung, wie auch die Gattung *Iphetrachelus*, ziemlich abweichend von den anderen *Scelioninae*. Es dürfte daher später vielleicht eine neue Familiengruppe dafür aufzustellen sein.

Körperlänge: 1 mm.

---

[7]) Dieses Glied besteht vielleicht aus der Verschmelzung von 2 Gliedern; in diesem Falle hätten die Fühler 7 Glieder, doch läßt sich bei dem einzigen mir vorliegenden Stücke eine Spur dieser Verschmelzung nicht deutlich erkennen.

[Manuskript eingegangen am 18. Oktober 1915.]

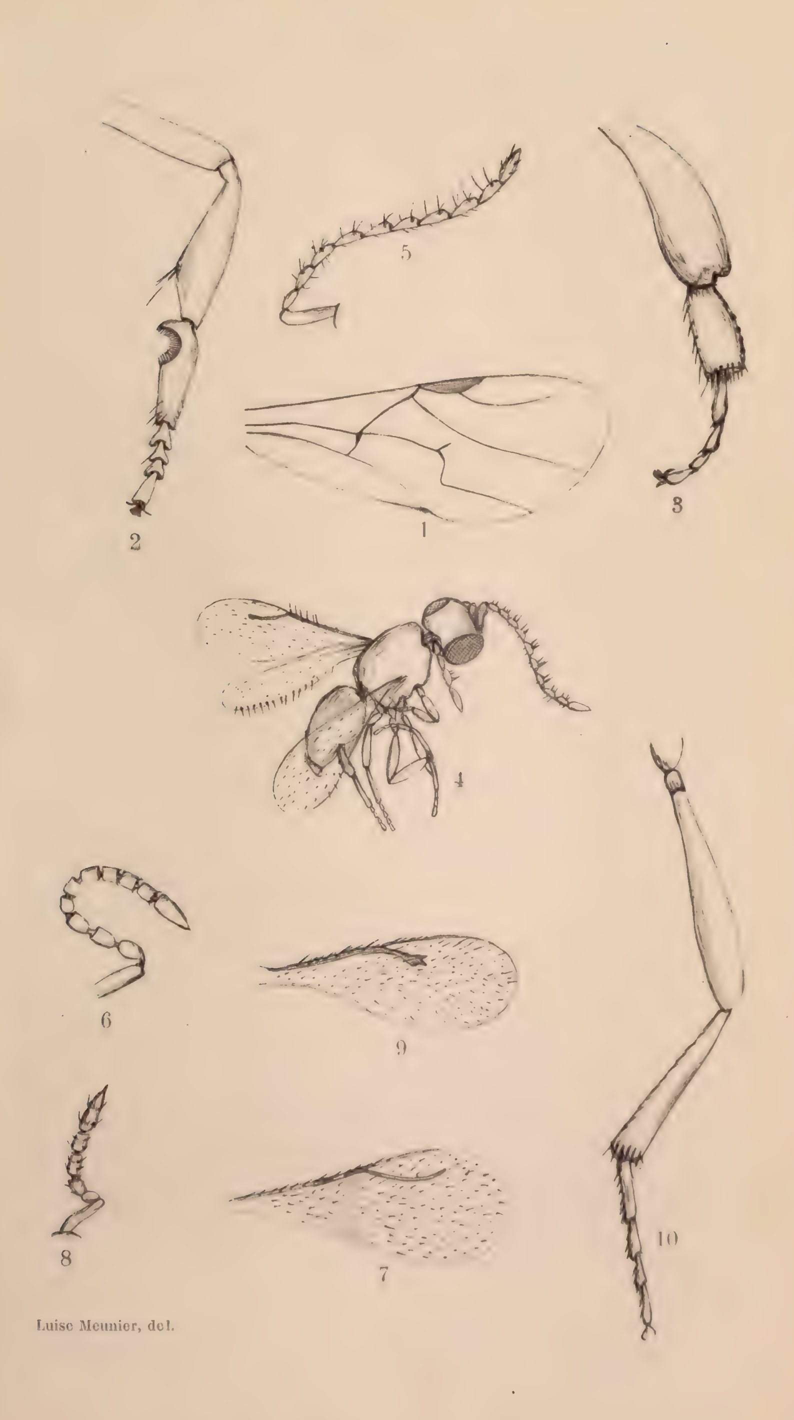




Erklärung zu Tafel XXIX.

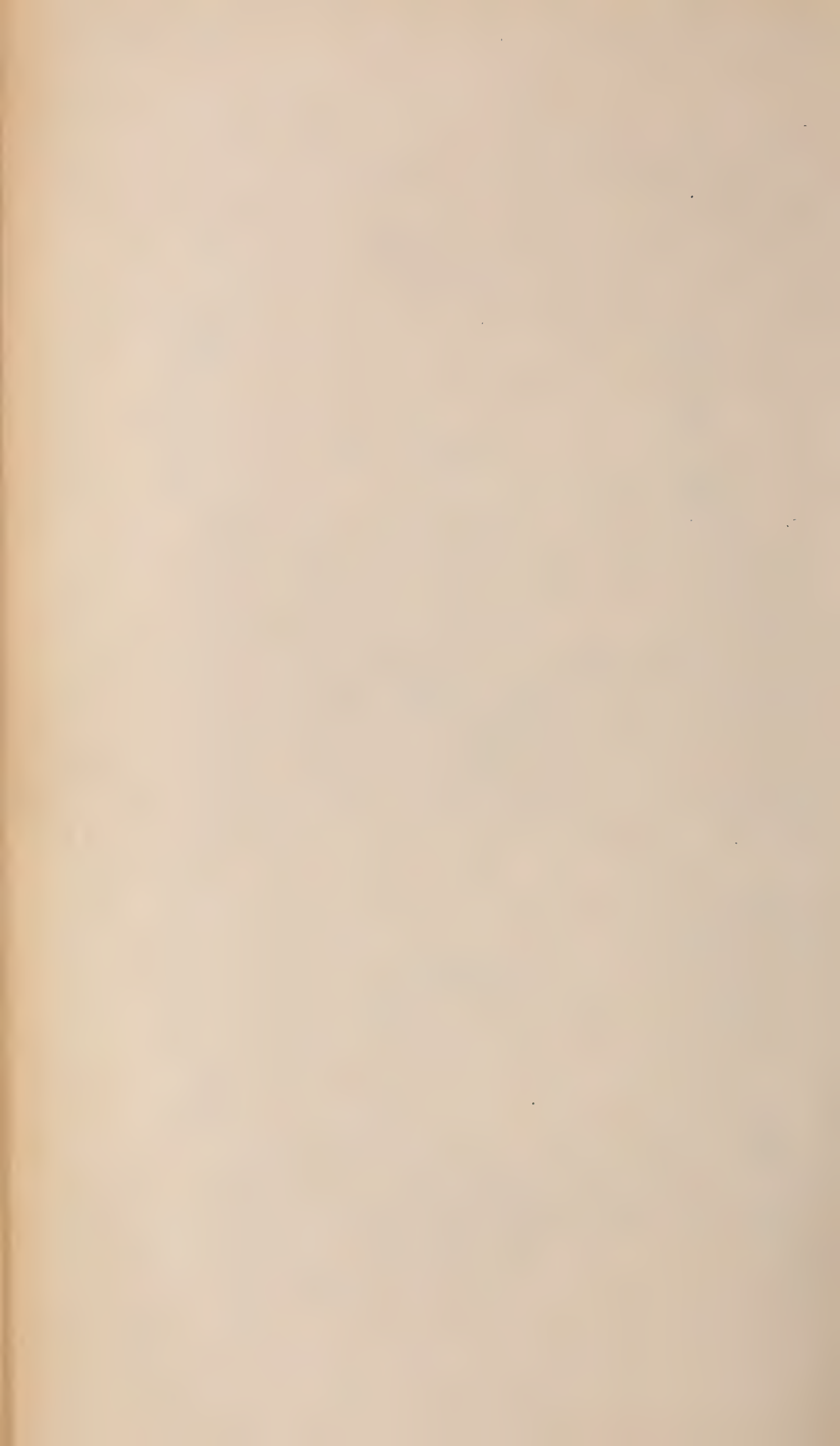
Fig. 1. Vorderflügel von *Messoria copalina* n. sp.
Fig. 2. Vorderbein des ♀ dieser Art.
Fig. 3. Hinterbein des ♀ dieser Art.
Fig. 4. *Ceraphron serrulatus* n. sp.
Fig. 5. Fühler desselben.
Fig. 6. Fühler von *Ceraphron fasciatus* n. sp.
Fig. 7. Flügel desselben.
Fig. 8. Fühler von *Acutibaeus bellicosus* n. gen. n. sp.
Fig. 9. Flügel desselben.
Fig. 10. Hinterbein desselben.

Die Figuren wurden von Frau Meunier ausgeführt.



Luise Meunier, del.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



6. Die Entdeckung und die Bedeutung der Land und Süsswasser bewohnenden Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide Aegyptens.

Von Herrn ERNST STROMER, München.

Auf Grund eingehender Studien der Literatur über die Geologie Afrikas war ich zu der Ansicht gekommen, daß ein so altes und trotz zeitweiliger Einengungen stets stattliches Festland, das sich jetzt von tropischen bis in nördliche und südliche gemäßigte Breiten erstreckt, den dauernden Wohnort zahlreicher Süßwasser- und Landbewohner gebildet haben müsse. Dort, wo schon in der Trias säugetierähnliche Reptilien und Säugetiere nachgewiesen sind und wo heute ein besonders reiches Leben von Säugetieren sich abspielt, mußten auch in der noch unbekannten Zwischenzeit speziell Säugetiere gelebt und sich entwickelt haben, demnach mußte Afrika als Entstehungszentrum von diesen eine wichtige Rolle gespielt haben. Ich hoffte, daß man die positiven Beweise dafür in den Ablagerungen der großen Binnenbecken Zentral- und Südafrikas in Gestalt von Fossilien finden würde (STROMER 1897, S. 346)[1] und wollte selbst hinausreisen, um danach zu suchen.

Meine Überzeugung widersprach aber so sehr den herrschenden Ansichten über die nordische Entstehung der Säugetiere, daß eine Autorität auf diesem Gebiete damals meinen diesbezüglichen mündlichen Ausführungen so schroff entgegentrat, daß ich sie nicht zu veröffentlichen wagte. Auch hinderten mich Mangel an Mitteln und Krankheit, meine schon eingeleiteten Reisepläne zu verwirklichen.

Der Gedanke lag aber gewissermaßen in der Luft, denn völlig unabhängig von mir und von einander traten nicht lange danach, 1899 und 1900, STEHLIN, TULLBERG und vor allem OSBORN ebenfalls für Afrika als Entstehungszentrum mancher Säugetiergruppen, aber aus rein paläontologischen Erwägungen ein. In seiner ausgezeichneten, leider zu wenig beachteten Paläontologie der Wirbeltiere hatte ja schon

[1]) Siehe das Literaturverzeichnis am Schlusse der Abhandlung.

Döderlein (1890, S. 816) auf einen solchen Gedanken hingewiesen, indem er erwähnte, daß das Entstehungszentrum der *Proboscidea*, *Antilopinae*, *Giraffinae*, *Hippopotamidae*, *Simiae*, *Manidae* und *Orycteropus* nicht in der eurasiatischen, amerikanischen und australischen Region, sondern in einer weiteren noch zu entdecken sei.

Ein seltsamer Zufall wollte es, daß gleichzeitig mit jenen theoretischen Ausführungen die ersten Beweise für ihre Richtigkeit erbracht wurden, indem in Nordägypten mehrere Schweizer 1897 und Blanckenhorn 1898, die ersten Landsäugetiere im Jungtertiär, Andrews und Beadnell aber 1901 die berühmte alttertiäre Säugetierfauna des Fajum entdeckten. All diese Reste stammen jedoch aus fluviomarinen Schichten der einstigen Nordküste des afrikanischen Festlandes; aus dessen Innern wurden erst kürzlich jungtertiäre Säugetiere beschrieben (Haug 1911, II, S. 1727, Taf. 130, Andrews 1911 und 1914).

Sobald ich die nötigen Mittel erlangen konnte, suchte ich die ägyptischen Fundorte auf, bemühte mich aber natürlich auf meinen drei Reisen in die Wüsten Ägyptens, die ich im Winter 1901/2, 1903/04 und 1910/11 ausführte, neue Fundstellen zu entdecken, was mir auch gelang. Im folgenden soll nun neben der kurzen Entdeckungsgeschichte auch die wissenschaftliche Bedeutung der Funde erörtert werden. Ich hebe dabei allerdings fast nur tiergeographische Gesichtspunkte hervor, da sie sich jetzt schon besprechen lassen, während zur Beurteilung spezieller stammesgeschichtlicher Fragen die Untersuchung meistens noch nicht weit genug vorgeschritten ist, teils wegen Lückenhaftigkeit, teils wegen noch ausstehender Bearbeitung des Materials.

Um die Verhältnisse klarzulegen, muß ich zunächst, wenn auch ganz kurz, die geologische Beschaffenheit des Gebietes besprechen. Seine Erforschung ist insofern ungewöhnlich erleichtert, als in den vegetationslosen Wüsten das nackte Gestein, wo es nicht örtlich von Schutt verdeckt oder von Sand überweht ist, fast unzersetzt an der Oberfläche ansteht, und als vielfach sein Fossilinhalt infolge der Abtragungstätigkeit des Windes auf ihm frei herumliegt, also leicht zu finden ist.

Die Kenntnis der Schichten beruht im wesentlichen auf Zittels grundlegender Arbeit (1883). Danach bestehen die Wüstenplateaus Ägyptens aus fast nur marinen Schichten der oberen Kreide und des Tertiärs. Sie lagerten sich

in ziemlich ununterbrochener Reihe ab und fallen beinahe ungestört sehr sanft nach Norden ein, so daß man von der Küste nach Süden zu wandernd immer ältere Schichten anstehend findet.

Bei späteren Untersuchungen, die besonders G. SCHWEINFURTH, den Beamten der ägyptischen Landesanstalt sowie M. BLANCKENHORN und R. FOURTAU zu danken sind, hat sich das zwar im ganzen und großen als richtig erwiesen. Es zeigte sich jedoch, daß mehrfache Schichtlücken bestehen und daß vor allem während der jüngsten Kreidezeit und des jüngsten Tertiärs ausgedehnte, wenn auch nicht erhebliche Faltungen und Verwerfungen die Schichten störten. Vor allem aber wollte ein eigentümliches Mißgeschick, daß ZITTELS Reiseweg im Halbkreis um die uns hier interessierenden Aufschlüsse herumführte.

Die jüngsten davon sind die des Mittelpliocäns im **Natrontale**, also westlich des Nildeltas. Hier fanden bei Gelegenheit der Gründung einer Natronfabrik mehrere Schweizer 1897 die ersten fossilen Knochen, die sie nach Bern gaben, wo sie STUDER (1898) bearbeitete. Später sammelten LYONS und BEADNELL, BLANCKENHORN und ich dort, und auf meine Veranlassung hin grub der Sammler R. MARKGRAF wiederholt für deutsche Sammlungen (München, Frankfurt a. M. und Freiburg i. B.) reichlichere Reste aus.

Es handelt sich um Sande von zum Teil grobem Korn sowie um Tone mit wenigen zwischengelagerten Kalkbänken, um typisch fluviomarine Bildungen. Von Fossilien sind die Wirbellosen größtenteils nur als Steinkerne und die Wirbeltiere nur in einzelnen Zähnen und Knochenstücken erhalten. Die Mollusken sind meistens marin, doch sind auch brackische Formen wie *Hydrobia*, *Potamides* und *Melania* sowie der Ostrakode *Cypris* nachgewiesen. Von den Wirbeltieren[2]) aber, die größtenteils aus den tiefsten sandigen Schichten ausgegraben wurden, sind wohl nur die sehr wenigen Haie und Rochen, sowie eine Seekuh und Robbe, die alle nur in dürftigen Resten vertreten sind, als Meeresbewohner anzusehen.

Viel interessanter ist die Süßwasserfauna, weil sie Vorläufer der heutigen Bewohner des ägyptischen Niles enthält, nämlich sehr häufige Welse, vor allem *Synodontis*, ferner

---

[2]) Siehe die Tabellen am Schlusse der Abhandlung.

Trionyx, *Crocodilus* und *Hippopotamus*, dazu aber auch Formen, die ihm jetzt fehlen, so *Protopterus*, *(Lepidosirenidae)*, *Sternothaerus (Pelomedusidae)*, einen langschnauzigen Crocodilier *(? Tomistoma)* und *Lutra (Mustelidae)*, Angehörige von Gattungen, die heutzutage (bis auf den Crocodilier?) im tropischen Afrika leben[3]). Dies ist eine völlig einwandfreie Widerlegung Arldts (1915, S. 299), der ohne jede Berücksichtigung solcher Fossilfunde in einer Zusammenstellung aus Arbeiten über rezente Fischfaunen Afrikas kürzlich ebenso wie Haas und Schwarz (1913, S. 607) ausgeführt hat, daß der untere Nil erst in jüngster Vergangenheit, im Quartär, mit der typisch afrikanischen Süßwasserfauna in Beziehung kam und vorher von einer paläarktischen Fauna bewohnt war. Allerdings handelt es sich im Natrontale wie an anderen Fundorten in der libyschen Wüste um den libyschen Urnil (Blanckenhorn 1902), im heutigen Niltale ist der Nil ein verhältnismäßig junger Fluß, der sich erst vom Pliocän an nachweisen läßt (Blanckenhorn 1910, S. 431) und aus dessen Ablagerungen noch zu wenig Wirbeltierreste beschrieben sind.

Unter den Landsäugetieren verdient der im Natrontale nachgewiesene älteste Camelide Afrikas besondere Erwähnung, da die *Camelidae* während des Tertiärs sich in Nordamerika entwickelt haben und erst im Pliocän in die alte Welt eingewandert sein sollen. Ihre Ausbreitung müßte also sehr rasch erfolgt sein, da sie im Mittelpliocän schon in Nordafrika vertreten sind. Sonst schließen sich die Landsäugetiere *(Leporide*, *Machaerodus*, *Hyaenide*, *Hipparion*, *Sus*, *Giraffide*, *Antilopidae*, *Mastodon*, *Semnopithecinae)* im wesentlichen gleichaltrigen Formen Südeuropas und Vorderasiens, der jüngeren *Hipparion*-Steppenfauna, an. Es sind jedoch z. T. andere Arten und auch neue Gattungen, z. B. der Semnopithecine *Libypithecus*, so daß kein ganz enger Zusammenhang anzunehmen ist.

Ein solcher erscheint topographisch insofern gegeben, als die Geologen die Ansicht vertreten, daß während der Pliocänzeit das Mittelmeer zeitweise sehr zusammengeschrumpft war und das Rote Meer im wesentlichen erst entstand. Es konnte also eine breite Landverbindung von Afrika mit Vorderasien und wohl auch mit Südeuropa vorhanden sein.

---

[3]) *Trionyx*, *Crocodilus*, *Hippopotamus* und *Lutra* sind auch im Pliocän Eurasiens nachgewiesen.

Über Ablagerungen, die dem fluviomarinen Mittelpliocän ähnlich sind, wissen wir aus der Zeit des Unterpliocäns bis Mittelmiocäns leider noch fast nichts. Dagegen kennt man von **Moghara** und **Uadi Faregh**, also Gebieten südwestlich und südlich des Natrontales und westlich von Gise sandige und kiesige z. T. eisenschüssige Ablagerungen, untergeordnet auch Tone und ganz wenig Kalksteine, die dem oberen Untermiocän entsprechen. Sie sind an verkieselten Baumstämmen, darunter verhältnismäßig vielen Palmen reich. In ihnen entdeckte Blanckenhorn 1898 die ersten Wirbeltierreste in Moghara, die Andrews, der mit Barron den entlegenen Fundort ebenso wie Beadnell weiter ausbeutete, nur z. T. beschrieben hat. Ich entdeckte 1903 im Uadi Faregh dieselbe Fauna, ließ dann den schon erwähnten Sammler Markgraf dort suchen und suchte 1910 selbst weitere Strecken ab, infolge der sehr schlechten Aufschlüsse leider mit sehr geringem Ergebnis.

Überhaupt fand man bisher in dieser Stufe fast nur vereinzelte Kieferstücke, Zähne und Knochen, keine vollständigen Skelettreste.

Die Konchylien stammen fast ausschließlich von Meeresbewohnern, von den Wirbeltieren sind aber höchstens seltene Reste von Haifischen, darunter Sägehaien, von Zahnwalen und einer Seekuh als solchen zugehörig anzusprechen, doch könnten diese Formen auch in großen Strömen gelebt haben. Von sicheren Süßwasserbewohnern sind neben *Pelomedusidae (Sternothaerus* und *Podocnemis)* die ältesten aus Afrika bekannten *Trionychidae* und die Crocodilier *Crocodilus* und *? Tomistoma*, also fast dieselben Reptilien wie im Mittelpliocän zu erwähnen. Von Sumpf- und Landbewohnern sind nur *Brachyodus*, ein im Untermiocän der alten Welt sehr weit verbreiteter jüngerer Anthracotheriide, *Mastodon*, einer der ältesten Angehörigen dieser Gattung, und ein Rhinocerotide *(Atelodus)*, der älteste aus Afrika bekannte Perissodactyle, beschrieben.

Wichtig ist, daß fast alle diese Wirbeltiergattungen gleichzeitig auch in Europa und Asien nachgewiesen sind, wenn auch wohl in andern Arten. Die dadurch angezeigte verhältnismäßig nahe Beziehung Nordafrikas zum Norden und Osten des Mittelmeergebietes mag dadurch ermöglicht gewesen sein, daß in der Miocänzeit, in der das Rote Meer noch nicht vorhanden war, Vorderasien schon Festland war. Sehr bemerkenswert ist auch, daß im Miocän der Insel Malta Reste von *? Podocnemis, Trionyx, Tomistoma* und *Masto-*

don und im Miocän Sardiniens von *Tomistoma* gefunden sind. Es mag daher auch im zentralen Teile des Mittelmeers wenigstens zeitweise eine Landbrücke zwischen Afrika und Südeuropa vorhanden gewesen sein. Daß aber auch mit Äthiopien Beziehungen bestanden, beweist die neuerdings beschriebene Fauna vom Victoria-See-Ostufer, denn sie enthält u. a. Reste von *Protopterus*, *Testudo*, *Trionychidae*, *Podocnemis*, *Proboscidea*, *Rhinocerotidae* und *Anthracotheriidae.*

Zur Zeit des älteren Untermiocän bis zu der des Mitteloligocän lagerten sich wohl die Sande ab, welche westlich und südwestlich von Gise bei Kairo über und unter einer Basaltdecke sich finden. Es sind fluviomarine Bildungen, die an Kieselhölzern nicht arm sind und stellenweise marine Konchylien enthalten. Nennenswerte Wirbeltierreste konnte leider weder ich noch einer meiner Vorgänger darin finden.

Wahrscheinlich dem Unteroligocän entspricht die **Qatrani**-Stufe, die südlich von diesen Schichten und unter ihnen auf dem Nordrande des Fajumkessels in Sanden, auch etwas Tonen und wenigen Kalkbänken ausgebildet ist. Sie enthält ebenso wie die gleichaltrige Gebel-Ahmar-Stufe auf dem Mokattam-Gebirge östlich von Kairo sehr zahlreiche und stattliche verkieselte Baumstämme, besonders *Nicolia (Sterculiaceae)*. In ihr entdeckten 1901 Andrews und Beadnell zufällig prächtige Fundstellen fossiler Wirbeltiere und beuteten sie dann in großem Maßstabe aus. Später war Blanckenhorn und ich dort ganz kurze Zeit tätig, mit erheblichen Mitteln Osborn für die Sammlung in New-York und jahrelang der Sammler Markgraf. Ihm danken vor allem deutsche Sammlungen (in erster Linie Stuttgart und München) ihr sehr schönes Material aus der Qatrani-Stufe.

In ihr treten die Konchylien, vor allem solche des Brack- und Süßwassers *(Mutela, Spatha, Unio, Lanistes, Melania, Potamides, Cerithium)*, darunter echt äthiopische Formen, wie *Mutela* und *Lanistes*, sowie vielleicht marine Rochen und Haifische ganz zurück gegen die Reste der Süßwasser- und landbewohnenden Wirbeltiere. Diese finden sich zwar nicht in vollständigen Skeletten, sondern in vereinzelten Skelett-Teilen, aber in so gutem Erhaltungszustande und von einigen wenigen Arten in so großer Zahl, daß sich die Skelette in wesentlichen Teilen rekonstruieren lassen. Die meisten sind allerdings auch hier nur in einzelnen Kieferstücken bekannt.

Von Süßwasserbewohnern sind zunächst außer einigen Welsen formenreiche *Lepidosirenidae*, die ältesten bisher bekannten *Dipnoi dipneumones* zu nennen. Wie im Jungtertiär fanden sich ferner auch in der Qatrani-Stufe *Pelomedusidae (Pelomedusa, Podocnemis* und *Stereogenys)* so wie *Crocodilus* und *Tomistoma*. Ein *Hyaenodontide* endlich dürfte amphibisch gelebt haben.

Die Landfauna umfaßt außer Riesen-*Testudo* vor allem wohl Waldbewohner. Es sind mannigfaltige Säugetiere, nämlich Nager und Insektenfresser, eine Fledermaus, häufige *Hyaenodontidae (Creodonta), Anthracotheriidae, Hyracoidea* und *Proboscidea, Arsinoitherium (? Amblypoda)* und wenige höhere *Primates*.

Man darf annehmen, daß von dieser Fauna die *Lepidosirenidae, Tomistoma*, die *Hyracoidea, Proboscidea, Arsinoitherium* und die höheren *Primates* sich im alttertiärem Afrika entwickelt haben, vor allem, weil sie in gleichalterigen oder älteren Schichten außerhalb dieses Festlandes nicht gefunden sind[4]. Die *Lepidosirenidae*, bisher überhaupt nur in Afrika fossil nachgewiesen, und die *Pelomedusidae*, die im ältesten Tertiär von Europa, Indien und Westafrika gefunden sind, kommen heute nur in Äthiopien (Madagaskar) und Südamerika vor und könnten auf einen festländischen Zusammenhang beider hinweisen. Die andern tertiären Wirbeltiere beider Regionen haben aber nichts miteinander gemeinsam, z. B. fehlen im Mitteltertiär Patagoniens fast alle die oben genannten Säugetiergruppen, in dem Afrikas die für dort so bezeichnenden *Marsupialia*, hystricomorphen Nagetiere, *Edentata, Notoungulata* und *Litopterna*. Die Stämme der *Lepidosirenidae* und *Pelomedusidae* gehen eben wahrscheinlich bis in das jüngere Mesozoikum zurück, während dessen eine erheblich andere Verteilung der Binnenfaunen und von Meer und Land wie im Känozoikum vorhanden war.

Mit Europa bestehen Beziehungen der Qatrani-Fauna im gleichzeitigen Vorkommen von *Crocodilus, Testudo*, der Anthracotheriiden *Brachyodus* und ? *Ancodus*, des Anoplotheriiden ? *Mixtotherium* und von *Hyaenodon* sowie von *Theridomyidae*. Sie waren wohl dadurch ermöglicht, daß

---

[4]) Es ist dies allerdings kein wertvolles Argument, da infolge der Unvollständigkeit unserer Kenntnisse negative Befunde sehr wenig beweisen. Bezüglich der höheren Primaten ist übrigens Stehlin (Abh. schweiz. paläontol. Gesellsch. Bd. 41, S. 1549, Zürich 1916) ebenfalls geneigt, Afrika als Heimat anzusehen.

das Oligocän im Mittelmeergebiet (im Gegensatz zu Deutschland) eine Zeit starken Rückganges des Meeres war, so daß Landbrücken sich gebildet haben können. Ein enger und langdauernder Zusammenhang darf aber nicht angenommen werden, denn keine einzige Art ist Ägypten mit Europa gemeinsam gewesen, und die im Oligocän des letzteren so häufigen und formenreichen *Perissodactyla*, *Artiodactyla selenodontia* und *Carnivora fissipedia* fehlen hier völlig, umgekehrt im oligocänen Europa die *Hyracoidea*, *Proboscidea*, höheren *Primates* usw.

Für Nordamerika gilt dasselbe wie für Europa. Mit Asien und Australien aber ist leider ein unmittelbarer Vergleich unmöglich, da altertiäre Land- und Süßwasserfaunen von dort kaum bekannt sind[5]). Daß heute *Tomistoma* nur in Südasien lebt und ein *Pelomeduside* im Alttertiär Indiens nachgewiesen ist, beweist für Landverbindungen im jüngeren Altertiär gar nichts. Da im Eocän Vorderindiens *Perissodactyla* vorkommen, die in Afrika vor dem Miocän zu fehlen scheinen, und da die Paläogeographie des Meeres dafür spricht, daß im Alttertiär das Mittelmeer mit dem indischen verbunden war, ist im Gegenteil eine damalige Landbrücke von Asien nach Afrika sehr unwahrscheinlich. Das Fehlen rezenter und, soweit wir wissen, auch tertiärer Beuteltiere in Afrika läßt auch an Beziehungen mit Australien nicht denken.

Mit Madagaskar, aus dem man tertiäre Binnenfaunen noch nicht kennt, soll nach Ansicht mancher Tiergeographen eine mitteltertiäre Landverbindung bestanden haben, um die Einwanderung der im Norden entstandenen Halbaffen und mancher *Viverridae* und *Insectivora* über Afrika zu ermöglichen. Die Riesen-*Testudo* und die *Pelomedusidae* der Qatrani-Fauna könnten nun als Anzeichen eines Zusammenhanges mit dem madagassischen Gebiete gedeutet werden, da heute dort solche leben. Das Nichtauffinden von Halbaffen und *Carnivora fissipedia* in der Qatrani-Fauna, umgekehrt das Fehlen von *Lepidosirenidae*, *Hyracoidea*, *Proboscidea* und von höheren *Primaten* in der heutigen und diluvialen Fauna Madagaskars sprechen aber

---

[5]) Neuerdings ist aus mitteltertiären Schichten Belutschistans eine reiche Wirbeltierfauna beschrieben worden. Sie ist im Besitz zahlreicher *Anthracotheriidae* und *Mastodonten* sowie von *Crocodilus* der Qatrani-Fauna verwandt, aber entschieden jünger und durch viele *Perissodactyla* sowie *Carnivora* und *Artiodactyla selenodontia* holarktisch.

gewiß nicht für einen oligocänen Zusammenhang beider Gebiete[6]).

Die Binnenfauna der Qatrani-Stufe ist also nach dem bisherigen Stande des Wissens eine recht eigenartige gewesen, wenn auch nicht in so hohem Maße wie die mitteltertiäre Patagoniens.

Direkt unter der Qatrani-Stufe tritt am Nordrande des Fajum-Kessels die wohl obereocäne **Qasr es Sagha**-Stufe und darunter die **Birket el Qerun**-Stufe in Gestalt von wechsellagernden Ton- und Kalkbänken und wenigen sandigen Schichten zu Tage. Die ersten Wirbeltierreste aus ihnen sind dem Altmeister ägyptischer Landesforschung, Georg Schweinfurth, 1879 und 1886 zu danken, aber erst Andrews und Beadnell, 1898 und 1901, fanden in der Sagha-Stufe Reste von Süßwasser- und Landbewohnern und beuteten die Fundstellen aus. Später war Blanckenhorn, E. Fraas, v. Nopcsa, wiederholt auch ich, die obengenannte Expedition Osborns und am längsten der schon öfters erwähnte Sammler Markgraf dort tätig. Letzterer lieferte die schönsten und reichsten Reste, die vor allem eine Zierde der Stuttgarter, Münchner und Frankfurter Sammlung bilden.

Die Wirbeltiere sind auch in diesen Schichten größtenteils nur in einzelnen Zähnen und Skeletteilen erhalten, von manchen sind aber doch zusammengehörige Reste von Individuen aufgefunden. Der Erhaltungszustand ist nicht so gut als in der Qatrani-Stufe, da Gips- und Salzgehalt der Schichten ihn oft stark beeinträchtigt.

Die Fauna, besonders der Qerun-Stufe, ist im wesentlichen marin, nur in der Sagha-Stufe z. T. dem Süßwasser zugehörig, Landbewohner treten ganz zurück. Es ist eine Fülle mariner Konchylien vorhanden, doch kommen auch *Melaniadae*, *Potamides* und *Modiola* vor und der Ampullariide *Lanistes* weist auf die heutige afrikanische Süßwasserfauna hin. Marin sind auch zahlreiche Haifische und Rochen, die riesige Seeschlange *Pterosphenus*, die Schildkröten *Thalassochelys* und *Psephophorus*, die Urwale *Zeuglodon* und die Seekühe *(Halicoridae)*.

---

[6]) Die Besiedelung Madagaskars mit Wirbeltieren mag durch vereinzelte wiederholte Verschleppungen über einen einst schmaleren Meeresarm von Afrika aus erfolgt sein, wie es Matthew (Ann. New York Acad. Sci, Vol. 24, p. 203) annimmt, so wenig sonst eine derartige Verbreitung von Wirbeltieren eine Rolle gespielt haben dürfte.

Letztere und wohl auch die häufigen Sägehaie *(Pristidae)* können aber ebensogut auch im Süßwasser gelebt haben, wie heute noch eine Seekuh und ein Sägehai in Strömen des tropischen Afrika. Dem Süßwasser gehören wahrscheinlich ferner die häufigen und formenreichen Welse *(Fajumia, Socnopaea* usw.) und ein *Polypteride* an, die Schildkröten ? *Trachyaspis* und *Pelomedusidae (Podocnemis* und *Stereogenys)* und die *Crocodilia Tomistoma* und *Crocodilus*, dem Festlande aber die Riesenschlange *Gigantophis* und die ältesten bekannten *Proboscidea (Moeritherium* und *Barytherium)*[7]), die wahrscheinlich Sumpfbewohner waren.

Sehen wir von den für die Geschichte der marinen Wirbeltiere wichtigen Formen ab, so scheint die Süßwasserfauna so ziemlich dasselbe im wesentlichen äthiopische Gepräge wie die der Qatrani-Stufe zu tragen. Denn statt der hier noch nicht nachgewiesenen *Lepidosirenidae* ist der *Polypteride* als Angehöriger einer rein äthiopischen Ganoidfischfamilie gefunden und auch die Häufigkeit der Welse spricht dafür. Denn diese sind hier wie in jüngeren Tertiärstufen Ägyptens sowie heute noch im Nil und in Äthiopien viel besser vertreten als im Känozoikum Europas und Nordamerikas, was dafür spricht, daß sie schon im Tertiär ihre Hauptentfaltung im Süden hatten.

Der stammesgeschichtlich äußerst wichtige Nachweis der ältesten *Proboscidea* deutet darauf hin, daß auch die Landwirbeltierfauna der Sagha-Stufe im wesentlichen derjenigen der Qatrani-Stufe entsprach, nur sind infolge des marinen Charakters der Schichten die Reste weiterer Landsäugetiere nicht nachgewiesen. Unmittelbare Beziehungen zu gleichalterigen außerafrikanischen Binnenfaunen scheinen nicht bestanden zu haben, denn die *Pelomedusidae*, sowie die nicht ganz sicher festgestellten Gattungen *Crocodilus* und *Trachyaspis* beweisen dafür nichts, da sie alten Reptilgruppen angehören, deren erste Entfaltung und Ausbreitung in früheren Zeiten sich abgespielt hat.

Das Mitteleocän bis zur obersten Kreide, der Danien-Stufe, ist aus Ägypten nur in marinen Ablagerungen bekannt. Wirbeltierreste sind bisher fast nur in dem mitteleocänen Kalksteine des Untermokattam bei Kairo gefunden. Die z. T. prächtigen Reste sind größtenteils nur in deutschen Sammlungen, vor allem in Stuttgart, aber auch

[7]) Die systematische Stellung von *Barytherium* ist noch unsicher.

in München und Frankfurt a. M. vertreten. Sie sind der unermüdlichen Tätigkeit des Sammlers MARKGRAF in den Steinbrüchen Kairos zu danken, wozu ihn E. FRAAS angeleitet hatte. Es sind vor allem Fischreste, aber auch solche von *Tomistoma*, sowie von den primitivsten Seekühen *(Halicoridae)* und Urwalen *(Protocetidae)*. Letztere beweisen die Abstammung der wasserbewohnenden Seekühe und Zahnwale von Landsäugetieren, von Formen, die den *Proboscidea*, bzw. den Urraubtieren *(Creodonta)* nahestehen. Dies spricht dafür, daß schon damals auf dem Festlande Afrikas derartige Formen, wohl amphibisch, lebten. Außerdem sind noch unbeschriebene Welse und *Tomistoma* zu nennen, die auf die damalige Binnenfauna Schlüsse zulassen. Daß *Tomistoma* im Alttertiär nur aus Ägypten bekannt ist und dort auch noch im Jungtertiär vorkommt, gleichzeitig aber auch in Europa und gegenwärtig nur in Südasien, läßt vermuten, daß sein Entwicklungszentrum Afrika war, von wo es sich erst im Jungtertiär nach Eurasien verbreitete.

Als fluviomarin erwies sich auf Grund neuerer Funde der **nubische Sandstein** Oberägyptens, welcher der oberkretazischen Senonstufe angehören dürfte. Unmittelbar auf den zersetzten altkristallischen Gesteinen des ersten Nilkataraktes, auf der einstigen Oberfläche des Festlandes, lagern hier eine Geröllschicht und dann wechselnde Sandstein- und Tonbänke. In ihnen sind außer zahlreichen Resten von Land- und Süßwasserpflanzen wenige Muscheln, Meeres- und Süßwasserformen *(Unio, Mutela)*, und nur einige marine Wirbeltierreste gefunden worden. Darüber folgt eine Phosphatschicht mit Fischzähnen, die bis auf *Ceratodus* marinen Formen angehören.

Bis in die Neuzeit galt der nubische Sandstein als äußerst fossilarm, erst BLANCKENHORN entdeckte 1906 bei Mahamid einige Schichten mit zahlreichen Wirbeltierresten. Darauf erkundete ich 1910 noch weitere und ließ auch den Sammler MARKGRAF mehrere Tage dort suchen. Leider ist das Gesamtergebnis ein sehr dürftiges, denn es fanden sich bisher nur einzelne Zähne und häufige zerbrochene Knochen.

Ein Teil der Reste gehört offenbar Meeresbewohnern an, besonders Haifische und Saurier *(? Mosasaurus, ? Plesiosauria, ? Ichthyosaurus)*. Aber nicht näher bestimmbare Reste von *Chelonia, Crocodilia* und vielleicht auch *Dinosauria* könnten ebensogut einer Binnenfauna angehören, und

besonders gilt dies von einem Ganoidfisch und dem Lungenfisch *Ceratodus*, dem jüngsten fossilen Vertreter der *Dipnoi monopneumones* in der alten Welt. Sein Vorkommen wie das der typisch äthiopischen Muschelgattung *Mutela*[8]) deutet an, daß die Binnenfauna Ägyptens in der Senonzeit eine eigenartige und speziell von der europäischen verschiedene war.

Die nächstälteste Turonstufe ist in Ägypten nur in mariner Entwicklung bekannt, und bis in die neueste Zeit galt dies auch für die mittelkretazische Cenomanstufe, die älteste mesozoische Stufe Nordostafrikas. Auf Grund theoretischer Erwägungen und geologischer Beschreibungen erschien es mir aber wahrscheinlich, daß in der Baharije-Oase fluviomarine Schichten mit Wirbeltierresten aufgeschlossen seien. Eigens deshalb zog ich im Januar 1911 zu der entlegenen Oase, und es gelang mir auch, diese Vermutung zu bestätigen. Der Nachweis der fluviomarinen Wirbeltierfauna der **Baharije**-Stufe, die im Alter Grenzschichten der Cenoman- und Albienstufe entspricht, ist also nicht wie die bisher erörterten Entdeckungen von Wirbeltierfundorten dem Zufall zu danken. Ich hielt den neuen Fundort mehrere Jahre geheim, bis der bewährte Sammler MARKGRAF ihn für die Münchener Sammlung reichlich ausgebeutet hatte. Leider fand seine Tätigkeit, die er dank des Entgegenkommens des Survey of Egypt jahrelang in den Wüsten Ägyptens ausüben konnte, durch den Weltkrieg ein trauriges Ende. Es gelang übrigens auch hier nicht, vollständige Skelette zu finden, sondern meistens nur Einzelteile, immerhin mehrere umfangreiche Skelettreste, die Individuen angehören. Vor allem erwies sich die Gesamtfauna von Wirbeltieren als erheblich mannigfaltiger als die so berühmte Fauna der unterkretazischen Tendaguruschichten Deutschostafrikas, obwohl zu ihrer Ausbeutung nicht ein Dreißigstel an Mitteln aufgewendet wurde wie für die großzügige Erschließung jener Fundorte.

Es handelt sich um wechselnde Schichten von Tonen und feinkörnigen Sandsteinen mit häufigen eisenschüssigen Lagen, die am Grunde und an den Steilrändern des großen Baharije-Kessels aufgeschlossen sind. Von Konchylien fanden sich nur einige marine Arten, von Pflanzen sind

[8]) Ganz einwandfrei ist der Nachweis von *Mutela* nicht, da es sich nur um einen einzigen unvollständigen Schalenrest handelt.

Baum-Farne und eine *Nymphaeacee*, die älteste bisher bekannte Blütenpflanze Afrikas, erwähnenswert.

Unter den zahlreichen Wirbeltierformen, die zum größten Teile noch nicht bearbeitet sind, gehören der Marinfauna mannigfaltige Haifische und Rochen und auch höhere Fische sowie ein Plesiosaurier an. Auch im Süßwasser könnten ein sehr eigenartiger ältester Sägehai (n. g. aff. *Gigantichthys*) und stattliche *Lepidostei* gelebt haben, mit Sicherheit gehören hierher die sehr häufigen und großen Lungenfische *Ceratodus*, eine chelyidenartige Schildkröte, ferner ein Crocodilier mit procölen Wirbelkörpern und ein großer *Sauropode (Dinosauria)*, der wohl amphibisch lebte. Eine Riesenschlange *(Symoliophis)*, ein kleiner Crocodilier *(Libycosuchus)* mit platycölen Wirbelkörpern, ein fraglicher kleiner *Testudinide*, ein riesiger *Theropode*, ein kleiner *Ornithopode (Dinosauria)* und ein sehr fragliches Säugetier endlich waren wohl Landbewohner.

Die hier nachgewiesene Binnenfauna ist von größter Bedeutung, denn sie ist nicht nur für Afrika, sondern überhaupt fast ganz neu. Eine ganz ähnliche gleichalterige Fauna ist zwar aus Djua im Süden von Tunesien und Bellas bei Lissabon schon bekannt, und auch im Cenoman Englands fand man einige Dinosaurierreste, aber all die bisherigen Funde sind sehr dürftig. Reichliche, gut erhaltene Reste von süßwasser- und landbewohnenden Wirbeltieren in der mittleren Kreide (Aptien-, Albien- und Cenoman-Stufe) waren bisher nirgends nachgewiesen, so daß eine sehr weite Lücke zwischen den aus der untersten und obersten Kreide bekannten Faunen bestand. Deshalb kann es nicht verwundern, wenn es sich in der Fauna von Baharije um großenteils für die Wissenschaft ganz neue Arten, Gattungen und zum Teil auch Familien handelt, und selbstverständlich lassen sich bei dem jetzigen Stande der Kenntnisse tiergeographische Schlüsse noch kaum ziehen.

Deshalb kann nur einiges Vorläufige bemerkt werden. Die Ganoidfische scheinen noch eine ziemliche Rolle zu spielen und die Fauna sich hierin sowie in der Häufigkeit von *Ceratodus* älteren mesozoischen Fischfaunen anzuschließen. Denn von der oberen Kreidezeit an herrschen die Knochenfische, während in der unteren, also vor dem Cenoman, die Ganoidfische noch gut vertreten sind. Allerdings bezieht sich dies fast nur auf die marinen Faunen, und der Übergang ist auch in ihnen bei weitem nicht so schroff,

wie es E. HENNIG[9]) neuerdings darstellte, denn er übersah mehrere sehr wichtige und seit langem bekannte Fundorte von marinen Fischen, vor allem die Dalmatiens und Italiens. Daß es sich in Baharije um *Lepidostei* handelt, ist bemerkenswert, denn es sind die jüngsten aus Afrika bekannten Vertreter dieser im älteren Mesozoikum universell herrschenden Teleostomengruppe. *Ceratodus* ist zwar auch im älteren Mesozoikum ziemlich allgemein verbreitet gewesen, aber im Gegensatz zu ihnen in Europa, Asien und Nordamerika nach der Jurazeit nicht mehr nachgewiesen. In Afrika lebte er aber nicht nur im Cenoman, sondern, wie wir oben sahen, auch noch im Senon, in Südamerika ist er in der obersten Kreide gefunden (St. Jorge-Stufe Patagoniens), und in Australien lebt bekanntlich *Epiceratodus*, eine ihm sehr nahestehende Form, heute noch, wenn auch nur in zwei Flüssen Queenslands, und war im Quartär dort noch weiter verbreitet. Mag auch bei der Zufälligkeit unseres derzeitigen Wissens über fossile Wirbeltiere noch große Vorsicht geboten sein, so kann man doch die Vermutung aussprechen, daß hier ein Beispiel der allmählichen Einschränkung auf immer isoliertere Gebiete und des beginnenden Aussterbens einer einst blühenden Wirbeltiergruppe vorliegt. Denn Afrika ist nachweisbar, wie ich bei Besprechung der tertiären Faunen bemerkte, wenigstens zur jüngeren Alttertiärzeit ziemlich eigenartig gewesen, Südamerika war es, nach der patagonischen Tertiärfauna zu schließen, noch mehr, und Australien ist dem Charakter seiner heutigen Fauna nach am eigenartigsten. Dies weist auf entsprechend lange und starke Isolierung dieser Festländer hin.

Sehr bemerkenswert sind die Reste eines Schildkrötenschädels, der dem seltsamen von *Chelyidae* gleicht. Derartige Schädel sind fossil überhaupt noch nicht nachgewiesen, und afrikanische *Chelyidae* sind fossil wie rezent unbekannt. Heute leben sie im Süßwasser Südamerikas, Australiens und Neuguineas, fossil ist die Familie außer im Quartär ihrer jetzigen Wohngebiete nur im Untereocän Vorderindiens in wenigen Panzerresten nachgewiesen. Da Afrika in der Paleocänzeit *Pelomedusidae* mit Vorderindien gemein hat, könnte man den Schluß ziehen, daß sich die ursprünglich afrikanischen *Chelyidae* damals auf Landbrücken nach Südasien und von hier aus in ihr heutiges

[9]) Die Fischfauna der Kreidezeit. Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1912, S. 483 ff.

australisches Wohngebiet verbreiteten. Andererseits ist hervorzuheben, daß Afrika gegenwärtig manches mit Südamerika gemein hat, daß im Tertiär die *Lepidosirenidae* und *Pelomedusidae* auf das heutige Südamerika hinweisen, in der Kreide nun der *Chelyide*. Solche Andeutungen einstiger Beziehungen bedürfen aber zu ihrer Bestätigung sorgfältiger Untersuchungen und vor allem Vergleiche gleichalteriger Faunen.

Ebenso interessant ist der Fund eines *Testudiniden*, leider nur in sehr dürftigen Resten, denn nach dem bisherigen Stand des Wissens soll sich *Testudo* in Nordamerika während des Alttertiärs aus einer kretazischen Form entwickelt haben. Die älteste bekannte Schlange *(Symoliophis)* weist wie ein *Lepidostier* mit komplizierter Schuppenstruktur auf Beziehungen der Fauna Baharijes zu der von Bellas in Portugal hin, wo die gleichen Formen vorzukommen scheinen. Der kleine Crocodilier *Libycosuchus* und der große Theropode *Spinosaurus* aber sind ganz der Baharije-Fauna eigentümliche Formen. Nur ist erwähnenswert, daß der erstere von kleinen kurzschnauzigen *Crocodilia* der untersten Kreide Europas abstammen könnte und in manchen Säugetier-ähnlichen Merkmalen einer Form aus der obersten Kreide Patagoniens gleicht. *Spinosaurus* ist in seinem Gebiß, einfachen Kegelzähnen, von allen bisher bekannten Theropoda verschieden, sein auffälligstes Merkmal sind aber enorm große Dornfortsätze der Rückenwirbel. Solche kommen auch, was noch wenig bekannt zu sein scheint, bei rezenten Eidechsen, z. B. zwei Arten von *Chamaeleo* in Kamerun, vor und dienen hier als Stützen eines Rückenkammes.

Ein vermutlicher Säugetier-Unterkiefer aus Baharije endlich ist leider zu stark verwittert, um irgend welche Aufschlüsse zu geben. Die eingangs gestellte Frage nach der Rolle Afrikas als Entstehungszentrum von Säugetieren ist also für die Kreidezeit noch offen. Immerhin weiß man jetzt wenigstens, wo man zu suchen hat, um positive Beweise zu finden.

Fassen wir die **Gesamtergebnisse** der Ausführungen zusammen, so sehen wir, daß aus Ägypten in den letzten zwei Jahrzehnten eine ganze Reihe fluviomariner Ablagerungen mit Wirbeltierresten von der jüngsten Tertiärzeit an bis in die mittlere Kreidezeit nachgewiesen worden ist. Es sind aber nicht nur sehr große Lücken zwischen ihnen vorhanden, sondern ein Teil, besonders das Untermiocän und

Senon, hat bisher nur allzu wenige und dürftige Wirbeltierreste geliefert. Überhaupt ist nur eine verhältnismäßig geringe Anzahl fossiler Wirbeltiere aus Ägypten wie übrigens auch anderwärts in vollständigen Skelettresten bekannt.

Die Kenntnis der einstigen Süßwasser- und Landfaunen Ägyptens ist also noch eine sehr ungleichmäßige und lückenhafte. Wenn weitergehende Schlüsse aus den bisherigen Funden gezogen werden, so ist außerdem zu erwägen, daß bisher fast nur ganz lokale Faunen bekannt wurden, die aus den Mündungsgebieten von Flüssen in das Meer, also aus mehr oder minder wasserreichen und meist wohl bewaldeten Niederungen stammen. Was außerdem gleichzeitig in Afrika, in anderen tiergeographischen Provinzen, und in anderer Vorwelt (Binnenseen, Steppen, Wüsten, Hochländern und Gebirgen) lebte, wissen wir nur ganz ausnahmsweise*).

Nur mit allem Vorbehalte läßt sich deshalb sagen, daß Ägypten in der mittleren Kreidezeit Beziehungen zu außerafrikanischen Gebieten gehabt haben kann, daß es zur jüngeren Eocänzeit isoliert war, im Unteroligocän eine schwache Verbindung zum Norden gewann und im Miocän und Pliocän innig damit verbunden wurde. Heute gehört es bekanntlich vor allem in seiner Säugetierfauna tiergeographisch nicht zu Äthiopien, sondern zu den Mittelmeerländern[10]).

Die ägyptische Nilfauna dagegen hat jetzt ein im wesentlichen äthiopisches Gepräge. Dasselbe scheint nach allen Fossilfunden entgegen den Ansichten mancher Tiergeographen schon mindestens seit der Obereocänzeit der Fall zu sein. Die auf Seite 408 erwähnte *Mutela* des Senon deutet sogar an, daß schon in der oberen Kreidezeit eine „nilotische Süßwasserfauna“ in Ägypten vorhanden war, niemals eine eurasiatische.

---

*) Anmerkung: Die starke Verschiedenheit der Wald- und Steppenfauna des heutigen Aethiopien tritt sehr lehrreich in einer Abhandlung von Waibel: Lebensformen und Lebensweise der Tierwelt im tropischen Afrika (Mitt. geogr. Ges., Bd. 27, S. 1 ff., Hamburg 1913) hervor. Auch in früheren Zeiten mußten entsprechend große Unterschiede vorhanden sein.

[10]) Zur Diluvialzeit hatte die nordafrikanische Säugetierfauna ein mehr äthiopisches Gepräge (Osborn in Ann. New York Acad. Sci. Vol. 26, pag. 223, New York 1915) und auch jetzt noch sind manche äthiopische Elemente darin enthalten (Matschie in Archiv f. Naturgesch., Jahrg. 1901, S. 525).

Über die einzelnen Tiergruppen ist nur wenig Zusammenfassendes zu bemerken, besonders da viele noch nicht gründlich genug durchgearbeitet worden sind. Gewisse altertümliche Wirbeltiergruppen erhielten sich in Ägypten bis in verhältnismäßig späte Zeit, *Lepidostei* allerdings nur bis mindestens in die mittlere Kreidezeit, *Polypteridae* aber bis heute. *Ceratodus* bis in die Senonzeit, *Lepidosirenidae*, *Tomistoma*, *Pelomedusidae* und *Mastodon* bis in das Mittelpliocän, *Crocodilus* sogar bis heute[11]). Wie anderswo herrschten übrigens in Ägypten während der Kreidezeit offenbar die Reptilien und waren auch in der Tertiärzeit noch viel mannigfaltiger als heute neben den herrschenden Säugetieren vertreten.

Von einer Reihe von Wirbeltieren, die jetzt noch in Afrika leben, ist nunmehr festgestellt, daß sie schon im Alttertiär dort vorkamen, nämlich *Pristis*, *Polypteridae*, *Protopterus*, Welse, *Pelomedusidae*, *Testudo*, *Crocodilus*. *Halicoridae*, *Proboscidea*, *Hyracoidea* und *Simiae*. Natürlich ist keineswegs anzunehmen, daß ihre derzeitigen ältesten Vorkommnisse tatsächlich ihrem ersten Auftreten entsprächen; im Gegenteil ist mehrfach schon bei dem jetzigen Stande der Kenntnisse gesichert, daß ihre Vorgeschichte noch weiter zurückreicht, z. B. bei *Testudo* und *Crocodilus*.

Sehr wichtig ist, daß jetzt ziemlich wahrscheinlich gemacht ist, daß *Tomistoma*, die *Mastodonten* und die höheren *Primates* sich zur Alttertiärzeit in Afrika entwickelten und an deren Schlusse sich nach Eurasien verbreiteten, wo sie im Untermiocän unvermittelt auftreten. Umgekehrt scheint Afrika damals die *Trionychidae* und *Perissodactyla* (speziell die Nashörner) von dort empfangen zu haben. Es ist deshalb unrichtig, wenn Brauer[12]) meint, nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse müsse man die Menschenaffen, Affen, Nashörner usw. als erst im Pliocän nach Afrika eingewandert ansehen. Auch die *Lepidosirenidae*, zeitweise auch die *Pelomedusidae*, *Archaeoceti* und *Halicoridae* und die *Hyracoidea* dürften sich im alttertiären Afrika entwickelt haben. Damit ist dessen eingangs vermutete Bedeutung als eigenes Entwicklungszentrum schon bis zu einem erheblichen Grade erwiesen.

---

[11]) *Lepidostei* und *Ceratodus* sind in Südafrika schon in Süßwasserablagerungen der Trias nachgewiesen, ein allerdings nicht näher bestimmbarer *Pelomeduside* im ältesten Tertiär an der Kongomündung.

[12]) Die Verbreitung der Hyracoiden. Sitz.-Ber. k. preuß. Akad. Wiss., Bd. 19, S. 437, Berlin 1916.

Stammreihen aufzustellen, sind wir begreiflicherweise nur ausnahmsweise und nur in beschränktem Maße in der Lage. Deshalb ist unter anderm auch die gerade für Tiergeographen wichtige Frage, ob auch Wirbeltiergenera sich als polyphyletisch entstanden annehmen lassen, wie es für zahlreiche Gattungen der Wirbellosen neuerdings wahrscheinlich gemacht worden ist, mit einigermaßen sicherem Erfolge noch kaum anzugreifen.

Immerhin scheinen die Reste von Sägehaien in Ägypten etwas Licht auf deren Entwicklung zu werfen, die Entfaltung der *Pelomedusidae* ist in manchem geklärt, die Abstammung der *Archaeoceti* von monodelphen Landsäugetieren erwiesen und ihre Entwicklung in wesentlichen Punkten bekannt geworden, ebenso die Abstammung der *Mastodonten* von *Palaeomastodon* und wiederum dessen Ableitung, wenn auch kaum unmittelbare Abstammung von *Moeritherium*. Endlich wird die Geschichte der alttertiären *Halicoridae* in der Hauptsache festgelegt werden und ist ihre Verwandtschaft mit primitiven *Proboscidea (Moeritherium)* schon sehr wahrscheinlich gemacht.

Ob die im Mitteltertiär Afrikas sehr reich entfalteten *Anthracotheriidae* als Vorläufer der Flußpferde *(Hippopotamidae)* in Betracht kommen, ist noch unbeweisbar, denn eine genauere Kenntnis der Miocänfaunen Afrikas fehlt uns noch. Es ist übrigens auch nicht wahrscheinlich. Jedenfalls erscheint aber schon für einen erheblichen Teil der Tiergruppen, für die Döderlein, wie auf Seite 398 erwähnt, ein Entstehungszentrum außerhalb Eurasiens vermutete, ein solches in Afrika äußerst wahrscheinlich gemacht.

Dieses Ergebnis widerspricht allerdings, wie viele meiner Andeutungen über einstige Landverbindungen den Ausführungen, die neuerdings Matthew in großzügiger Weise zu Gunsten der Theorie einer im wesentlichen holarktischen Entwicklung der Wirbeltiere bei Konstanz der großen Meere und Festländer machte[13]). Matthew geht wie Haake, der Begründer der Theorie der nordischen Entstehung, davon aus, daß an den Entwicklungszentren die höchst stehenden Formen vorkommen müßten, während die niederen an die Peripherie verdrängt seien, und sucht an vielen Beispielen zu zeigen, daß in der holarktischen Region die höheren Wirbeltiere sich vorfinden, in den südlichen Festländern

[13]) Climate and evolution. Ann. New York Acad. Sci., Vol. 24, pag. 171, New York 1915.

die niederen. Dies letztere trifft in der Tat vielfach zu, aber bei den Süßwasserfischen z. B. ist eher das Gegenteil der Fall. Die *Ceratodontidae* nämlich kann man zwar noch für seine Anschauung anführen, obwohl keine Wahrscheinlichkeit besteht, daß der australische *Epiceratodus* sich aus einer holarktischen *Ceratodus*-Art entwickelt hat, denn es liegt viel näher, ihn von den Formen abzuleiten, die schon im älteren Mesozoikum seines Wohngebietes nachgewiesen sind. Für die *Lepidosirenidae* und *Polypteridae* besteht aber keinerlei Anhalt, daß sie vom Norden stammten und unter den sonstigen Teleostomen sind gerade die weitaus niedersten, die Knorpelganoiden jetzt holarktisch, die *Lepidostei* und *Amioidei* nearktisch und unter den Welsen die spezialisiertesten nur im Süden zu finden.

An allgemeinen Erwägungen ist vor allem einzuwenden, daß bei der Ausbreitung vom holarktischen Zentrum aus nach Süden, selbst wenn sie vor allem zu Zeiten eines ziemlich gleichmäßigen Klimas statthatte, die Wirbeltiere in veränderte Lebensbedingungen, nämlich zum mindesten in andere Lebensgemeinschaften, geraten mußten. Nach allem, was wir über die Ursachen der Entwicklung wissen, sind aber Veränderungen der Lebensbedingungen ein Hauptantrieb. Es ist also unwahrscheinlich, daß gerade die Formen, die vom Norden bis in die Südkontinente vordrangen, sich dabei im wesentlichen unverändert primitiv erhalten, während die im Norden bleibenden sich stark verändern sollen.

In unserem besonderen Falle spricht gegen MATTHEWS Ansicht eine ganze Anzahl positiver Befunde in Afrika und die durch Vergleiche der Marinfaunen im wesentlichen klar gelegte Geschichte des Mittelmeeres und des Roten Meeres. Auch ist doch von Bedeutung, daß älteste Säugetiere zusammen mit Reptilien, von welchen sie abstammen könnten, in der Trias Südafrikas vertreten sind, und daß die Schlüsse, welche aus dem Charakter der tertiären Binnenfaunen Ägyptens auf einstige Landverbindungen gezogen wurden, sehr gut mit denen übereinstimmen, die völlig unabhängig davon und schon vor ihrem Bekanntwerden aus der Verbreitung mariner Ablagerungen und aus dem Vergleich ihrer Faunen gewonnen wurden.

MATTHEW sucht allerdings die Bedeutung der ägyptischen Funde dadurch herabzudrücken, daß er betont, sie seien im südlichen Grenzgebiete der heutigen paläarktischen Region gemacht. Ich habe selbst schon vor längerer Zeit

darauf hingewiesen[14]), möchte jetzt aber nur noch hervorheben, daß die tertiäre Nilfauna noch ausgesprochener als die heutige äthiopischen Charakter trägt und daß die oligocäne Landfauna Ägyptens den gleichalterigen holarktischen so fremd gegenübersteht, daß niemand sie zu derselben tiergeographischen Region rechnen wird.

Gerade die Gegenüberstellung von Theorien, wie die oben erwähnte von Arldt sowie die von Matthew sehr geschickt vertretene, mit den auf positive Befunde gemachten Einzeldarstellungen zeigt den großen Fortschritt, der durch die Erkundung der einstigen Wirbeltierfaunen Ägyptens gemacht worden ist. Daß deutsche Forschung daran einen ganz hervorragenden Anteil nahm, wie schon das Literaturverzeichnis zeigt, möge zum Schlusse hervorgehoben werden.

---

[14]) Afrika als Entwicklungszentrum für Säugetiere. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **55**, Protokoll, S. *65*, Berlin 1903.

[Manuskript eingegangen am 30. August 1916.]

Wichtigste Literatur.

1. Vermutungen über Afrika als Entstehungszentrum.

DÖDERLEIN in STEINMANN und DÖDERLEIN: Elemente der Paläontologie S. 860, Leipzig 1890.

STROMER in: Deutschland und seine Schutzgebiete 1896, S. 346, Berlin 1897.

STEHLIN: Das Gebiß der Suiden. Abhandl. Schweiz. paläontol. Ges., Bd. 29, S. 477 ff., Zürich 1899, 1900.

TULLBERG: Über das System der Nagetiere. Nova Acta R. Soc. Sci. III, Vol. 18, p. 483, Upsala 1899.

OSBORN: Correlation between tertiary Mammal horizons of Europe and America. Part. II. Ann. N. Y. Acad. Sci., Vol. 13. pag. 45, New York 1900.

2. Über die ersten Wirbeltierfunde aus dem Tertiär des tropischen Ostafrika.

HAUG: Traité de Geologie II, 2, p. 1727, Paris 1911.

ANDREWS: Proceed. zool. Soc., London 1911, pag. 943, und Quart. Journ. geolog. Soc., Vol. 70, pag. 163, London 1914.

3. Geologie Ägyptens.

ZITTEL: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste usw. Paläontographica 30, Kassel 1883.

BLANCKENHORN: Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 52 u. 53, Berlin 1900 und 1901.

Geological Reports of the Survey of Egypt., Cairo 1901—1907.

STROMER: Die Topographie und Geologie der Strecke Gharaq—Baharîje nebst Ausführungen über die geologische Geschichte Ägyptens. Abhandl. math.-phys. Kl. kgl. bayer. Akad. Wiss., Bd. 26. Abh. 11. München 1914.

4. Geschichte des Niles.

BLANCKENHORN: Die Geschichte des Nilstroms usw.. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, 1902. S. 694 ff.. Berlin 1902. und Neues zur Geologie Palästinas und des ägyptischen Niltals. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 62. S. 405 ff.. Berlin 1910.

KOBELT: Das Nilrätsel. Nachrichtsbl. deutsch. malakozool. Ges. 43,. S. 49 ff., Frankfurt a. M. 1911.

HAAS u. SCHWARZ: Zur Entwicklung der afrikanischen Stromsysteme. Geol. Rundschau, Bd. 4. S. 603 ff., Berlin 1913.

ARLDT: Zur Entwicklungsgeschichte der großen afrikanischen Seen. Archiv für Hydrobiol. und Planctonkunde Bd. 10. 1914/15.

5a. Natrontal: Geologie.

BLANCKENHORN: Neue geologisch-stratigraphische Beobachtungen in Ägypten. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. kgl. bayer. Akad. Wiss., Bd. 32, S. 429 ff., München 1902.

STROMER: Geographische und geologische Beobachtungen im Uadi Natrun und Faregh in Ägypten. Abh Senckenberg. naturf. Ges., Bd. 29, S. 69 ff., Frankfurt a. M. 1905.

5 b. Natrontal: Fossile Wirbeltiere.

STUDER: Über fossile Knochen von Uadi Natrun. Mitteil. naturf. Ges., Bern 1898, S. 72 ff.

ANDREWS: A pliocene Vertebrate fauna from the Wadi Natrun. Geolog. Magaz. Dec. 2, Vol. 9, pag. 433, London 1902.

STROMER: Fossile Wirbeltierreste aus dem Uadi Faregh und Uadi Natrun. Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges. Bd. 29. S. 108 ff.. Frankfurt a. M. 1905.. und Mitteilungen über die Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 65, S. 350 ff., 66. S. 1 ff. und Monatsber. S. 420 ff., Berlin 1913 u. 1914.

DACQUÉ: Die fossilen Schildkröten Ägyptens. Geol. u. paläont. Abhandl., Bd. 10, S. 52 ff., Jena 1912.

6 a. Moghara und Uadi Faregh: Geologie.

BLANCKENHORN: Siehe unter 3, Bd. 53, 1901, S. 96 ff.

STROMER: Siehe unter 5 a, 1905, S. 83 ff.

6 b. Moghara und Uadi Faregh: Wirbeltierfauna.

ANDREWS: Fossil Mammalia of Egypt. I and II, und On a new species of Chelonian etc. Geolog. Magaz.. Dec. 4. Vol. 6. pag. 481, Vol. 7, pag. 1 and 401, London 1899 und 1900.

STROMER: Siehe unter 5 b, 1905, S. 99 ff.

DACQUÉ: Siehe unter 5 b, 1912, S. 46 ff.

7 a. Qatrani-Stufe: Geologie.

BEADNELL: The topography and geology of the Fayum province of Egypt., pag. 53, Cairo 1905.

7 b. Qatrani-Stufe: Wirbeltiere.

ANDREWS: A descriptive catalogue of the tertiary Vertebrata of the Fayum. Egypt. London 1906, und On the skull. mandible and milk dentition of Palaeomastodon. Philos. Trans. R. Soc.. Ser. B, Vol. 199, pag. 393, London 1908.

OSBORN: New fossil Mammals from the Fayum Oligocene. Egypt. und New carnivorous Mammals from the Fayum Oligocene. Bull. Amer. Mus. natur. hist.. Vol. 24. pag. 265. und 25. pag. 415. New York 1908 u. 1909.

PONTIER: Observations sur le Palaeomastodon Beadnelli. Ann. Soc. géol. du Nord. Vol. 38, pag. 166, Lille 1909.

STROMER: Über das Gebiß der Lepidosirenidae usw. R. HERTWIG Festschrift Bd. 2, S. 613 ff., Jena 1910.

SCHLOSSER: Beiträge zur Kenntnis der oligocänen Landsäugetiere aus dem Fajum. Ägypten. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients. Bd. 24, S. 51 ff., Wien 1911.

DACQUÉ: Siehe unter 5 b 1912, S. 30 ff.

SCHMIDT, M.: Über Paarhufer der fluviomarinen Schichten des Fajum. Geolog. u. paläontol. Abhandl.. N. F.. Bd. 11. S. 155ff., Jena 1913.

8 a. Qasr es Sagha- und Birket el Qerun-Stufe: Geologie.

SCHWEINFURTH: Reise in das Depressionsgebiet im Umkreise des Fajum im Januar 1886. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Bd. 21, S. 96 ff., Berlin 1886.

BLANCKENHORN: Siehe unter 5 a, 1902, S. 376 ff.

BEADNELL: Siehe unter 7 a, 1905, pag. 41.

STROMER: Geologische Beobachtungen im Fajum und am unteren Niltale in Ägypten. Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., Bd. 29. S. 135 ff., Frankfurt a. M. 1907.

8 b. Qasr es Sagha und Birket el Qerun-Stufe: Süßwasser- und Land-Wirbeltiere.

STROMER: Nematognathi aus dem Fajum und dem Natrontale in Ägypten, Neues Jahrb. f. Mineral. 1904, I, S. 3 ff., Stuttgart 1904, und die Fischreste des mittleren und oberen Eocäns von Ägypten, Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients. Bd. 18, S. 184. Wien 1905.

REINACH: Schildkrötenreste aus dem ägyptischen Tertiär. Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., Bd. 29, S. 1 ff., Frankfurt a. M. 1903.

ANDREWS: Siehe unter 7 b 1906, pag. 99.

DACQUÉ: Siehe unter 5 b 1912, S. 7 ff.

9. Nubischer Sandstein Oberägyptens: Geologie und Wirbeltierreste.

BEADNELL: The relations of the eocene and cretaceous systems in the Esna Aswan reach of the Nile valley. Quart. Journ. geol. Soc., Vol. 61, pag. 667, London 1905.

BLANCKENHORN: Der Hauptbuntsandstein ist keine echte Wüstenbildung. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 59. Monatsber., S. 299—301, Berlin 1907.

NEWTON: On some fossils from the Nubian sandstone series of Egypt. Geolog. Magaz., Dec. 5. Vol. 6. pag. 357. London 1909.

STROMER: Siehe unter 3, 1914, S. 47—49.

PRIEM: Sur des Vertébrés du Crétacé et de l'Eocène d'Egypte. Bull. Soc. géol. France, Ser. 4, T. 14, pag. 366, Paris 1914.

10 a. Baharije-Stufe: Geologie.

BALL und BEADNELL: Baharia-Oasis, its topography and geology. Cairo 1903.

STROMER: Siehe unter 3, 1914, S. 20 ff.

10 b. Baharije-Stufe: Wirbeltiere.

DACQUÉ Siehe unter 5 b, 1912, S. 6, 7, 40.

STROMER: Wirbeltierreste der Baharije-Stufe. 1. Einleitung. 2. Libycosuchus und 3. Das Original des Theropoden Spinosaurus aegyptiacus nov. gen. nov. spec. Abhandl. math.-phys. Kl. kgl. bayer. Akad. Wiss., Bd. 27, Abh. 3 und 28. Abh. 3. München 1914 und 1915.

Tabelle der wichti

Nr.		Haie und Rochen	Sägehaie	*Ganoidei*	*Dipno*
1	Gegenwart	—	—	*Polypterus* 1 sp.	—
2	Quartär	—	—	—	—
3	Mittelpliocän (Natrontal)	*Myliobatine* 1 sp. indet. *Lamnide* g. et sp. indet.	—	—	*Protopte* 1 sp.
4	Oberes Untermiocän (Moghara und Uadi Faregh)	*Carcharodon* 1 sp. indet.	*Pristis* 1 sp. indet.	—	—
5	Unteroligocän (Qatrani-Stufe)	*Carcharodon* u. *Aetobatis* 1 sp. indet.	—	—	*Protopter* sp. *Lepidosir* sp.
6	Obereocän (Qasr es Sagha und Birket el Qerun-Stufe)	*Ginglymostoma* 1 sp. indet. viele *Lamnidae, Carchariidae* u. *Myliobatinae*	*Pristis* 1 sp. *Oxypristis* 1 sp. *Propristis* 1 sp.	*Polypteride* 1 g. et sp. indet.	—
7	Mitteleocän (Unter-Mokattam)	*Ginglymostoma* 1 sp. viele *Lamnidae, Carchariidae* und *Myliobatinae*	*Pristis* 1 sp. *Oxypristis* 1 sp.	*Pycnodus* 2 sp.	—
8	Senon (Nubischer Sandstein Oberägyptens)	*Isistius* 1 sp. *Lamnidae*	(*Gigantichthys* 1 sp.)	*Lepidostier* g. et sp. indet.	*Ceratod* 1 nov. s
9	Unterstes Cenoman (Baharije-Stufe)	*Lamnidae, Cestracionidae* u. ? *Myliobatinae*	nov. g. aff. *Gigantichthys* 1 sp.	*Lepidostei* 2 g. 2 nov. sp. *Pycnodonte* g. et sp. indet.	*Ceratod* 1–2 s

…eleostei	*Nematognathi* (Welse)	*Pleurodira*	*Trionychidae*	*Testudinidae*	Sonstige Schildkröten
…*racinidae*, …*prinidae*, …*lidae* etc.	*Clarias* 8 sp., *Schilbe* 2 sp. *Bagrus* 3 sp. *Synodontis* 13 sp. etc.	—	*Trionyx* 1 sp.	*Testudo* 1 sp.	—
—	*Bagrus* 1 sp. *Clarias* 1 sp.	—	*Trionyx* sp. indet.	—	—
…*entex* sp.	*Synodontis* sp. etc.	*Sternothaerus* 1 sp.	*Trionyx* sp. indet.	? *Ocadia* sp. indet.	—
—	—	*Sternothaerus* 1 sp. *Podocnemis* 1 sp.	*Trionyx* sp. indet. ? *Cyclanorbis* sp. indet.	—	—
—	g. et sp. indet.	*Podocnemis* 1 sp. *Stereogenys* 1 sp. ? *Pelomedusa* 1 sp.	—	*Testudo* 3 sp.	—
…*cephalus* ? *Encho-* …p. indet. …*rhynchus* indet. …*iodon* … etc.	*Fajumia* 1 sp., *Socnopaea* 1 sp. etc.	*Podocnemis* 2—3 sp. *Stereogenys* 2 sp.	—	—	? *Trachyaspis* sp. indet. *Thalassochelys* 1 sp. *Psephophorus* 1 sp.
…*gonodon* *Ancistro-* … 1 sp. …*a* 1 sp. …*a* 1 sp. …*omirus* … etc.	? *Arius* sp.	—	—	—	g. et sp. indet.
…*hanodus* sp., …*istrodon* … etc.	—	—	—	—	g. et sp. indet
…*olichthys* …*Plethodus* …*cistrodon* … etc.	—	? *Chelyide* sp.	--	? *Testudinide* g. et sp. indet.	g. et sp. indet.

Tabelle der wichtig

Nr.	*Crocodilia*	*Dinosauria*	Schlangen	Mesozoische Meeres-saurier	Vögel
1	*Crocodilus* 1 sp.	—	*Glauconia* 1 sp., *Eryx* 2 sp., viele *Colubridae*, *Viperinae* 2 g 3 sp.	—	(*Struthio* 1 s viele Wass vögel us
2	—	—	—	—	—
3	*Crocodilus* sp. indet. ? *Tomistoma* sp. indet.	—	*Pythonide* g. et sp. indet.	—	*Struthio* s indet. un Wasservö
4	*Crocodilus* sp. indet. *Tomistoma* sp. indet.	—	—	—	—
5	*Crocodilus* 2 sp. *Tomistoma* 1 sp.	—	—	—	*Eremopez* 1 sp. (Rat
6	*Crocodilus* 1 sp. *Tomistoma* 1 sp.	—	*Gigantophis* 1 sp. *Pterosphenus* 1 sp.	—	—
7	*Tomistoma* nov. sp.	—	—	—	—
8	g. et sp. indet.	?	—	? *Mosasaurus*	—
9	1 g. et sp. nov. *Libycosuchus* 1 sp.	*Spinosaurus* 1 sp., *Sauropode* 1 g. nov. *Ornithopode* g. et sp. indet.	*Symoliophis* 1 sp.	*Plesiosaurier* 1 g.	—

...beltiere Ägyptens. II.

...getiere	*Insectivora* u. *Chiroptera*	*Carnivora* (*Fissipedia, Pinnipedia* u. *Creodontia*)	Zahnwale (*Denticeti* u. *Archaeoceti*)	*Halicoridae*	*Proboscidea*
...*s, Muri-* *Spalax* ...*laculidae,* ...*ix* 1 sp., ...*s* 5 sp.	*Erinaceus* 2 sp., *Crocidura* 3 sp., *Pteropodidae,* viele *Microchiroptera*	*Felis* 3 sp., *Genetta* 1 sp., *Herpestes* 2 sp., *Hyaena* 2 sp., *Canidae, Mustelidae, Monachus* 1 sp.	*Delphinus* 2 sp.	*Halicore* 1 sp.	—
...*yctolagus* indet.	—	—	—	—	*Elephas* 1 sp.
Lepus indet.	—	*Hyaenide* g. et sp. indet. *Machaerodus* 1 sp. *Lutra* 1 sp. *Pristiphora* 1 sp.	—	g. et sp. indet.	*Mastodon* sp. indet.
—	—	—	*Cyrtodelphis* 1 sp. ? *Squalodontide* g. et sp. indet.	g. et sp. indet.	*Mastodon* ? nov. sp.
...*mys* 1 sp. ...*aphiomys* (*Theri-* ...*idae*)	*Metoldobotes* 1 sp. *Provampyrus* sp. indet.	*Ptolemaia* 1 sp., *Pterodon* 3 sp., *Apterodon* 3–4 sp., *Sinopa* 1 sp., *Metasinopa* 1 sp., *Hyaenodon* 1 sp.	—	—	*Palaeomastodon* 2—4 sp., *Moeritherium* 1 sp.
—	—	—	*Zeuglodon* 4 sp.	*Eosiren* 1 sp. *Archaeosiren* 1 sp.	*Moeritherium* 1 sp.
—	—	—	*Eocetus* 1 sp. *Protocetus* 1 sp.	*Eotherium* 1 sp. *Protosiren* 1 sp.	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

Tabelle der wichtigs

Nr.	? *Amblypoda*	*Hyracoidea*	*Perissodactyla* (*Equidae* und *Rhino-cerotidae*)
1	—	(*Procavia* 1 sp.)	*Equus* 1 sp.
2	—	—	—
3	—	—	*Hipparion* sp. indet.
4	—	—	*Atelodus* sp. indet.
5	*Arsinoitherium* 1 sp.	*Sagatherium* 4 sp., *Pachyhyrax* 1 sp., *Mixohyrax* 3 sp. *Megalohyrax* 3 sp., *Bunohyrax* 2 – 3 sp., *Geniohyus* 1 sp.	—
6	? *Barytherium* 1 sp.	—	—

beltiere Ägyptens. III.

Artiodactyla odontia (*Suidae* u. *ippopotamidae*)	*Artiodactyla bunoselenodontia* (*Anthracotheriidae* u. *Anoplotheriidae*)	*Artiodactyla selenodontia*	*Simiae*
(*Sus* 1 sp.) *ppopotamus* 1 sp.)	—	*Capra* 1 sp., *Ovis* 1 sp., (*Bubalis* 1 sp., *Oreotragus* 1 sp.), *Gazella* 4 sp., (*Giraffa* 1 sp.)	(*Papio* 1 sp.)
Hippopotamus 1—2 sp.	—	*Giraffa* sp. indet., *Bubalus* 1 sp. indet.	—
Sus 2 sp. *popotamus* 1 sp.	--	*Camelide* g. et sp. indet., ? *Libytherium* sp. indet., ? *Hippotragus* sp. indet., *Tragelaphine* g. et sp. indet. etc.	*Libypithecus* 1 sp., *Semnopithecine* g. et sp. indet.
---	*Brachyodus* 1 sp.	—	—
—	*Brachyodus* 5 sp., *Rhagatherium* 1 sp., ? *Ancodus* sp. indet. *Mixtotherium* 1 sp.	---	*Propliopithecus* 1 sp., *Parapithecus* 1 sp., *Moeripithecus* 1 sp., ? *Apidium* 1 sp.
	--	--	--

7. Gehören die *Clypeaster* führenden Schichten des kilikischen Taurus wirklich der Kreide an?

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Die eingehende Darstellung, welche F. FRECH[1]) vor kurzem in dieser Zeitschrift der Geologie und dem Gebirgsbau Kleinasiens gewidmet hat, kommt sicher, zumal in den heutigen Zeitläuften, einem allseits tief empfundenen Bedürfnisse entgegen, und es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß dieses umfassende Werk, welches unsere Gesellschaft so reich zu illustrieren bestrebt war, in der nächsten Zukunft von bedeutendem Einflusse sein wird bei der Erörterung aller Fragen, welche die Erkenntnis der Naturverhältnisse und damit im innigen Zusammenhange die wirtschaftliche und kulturelle Erschließung dieses zumal für Deutschland so wichtigen Gebietes ins Auge fassen. Es wird anregend wirken durch das, was es gibt, wie durch das, was es noch nicht zu gewähren imstande war. Es zeigt die Punkte, wo Fundamente liegen, die einen weiteren Ausbau gestatten; aber FRECH läßt auch die Stellen erkennen, wo diese noch nicht vorhanden und erst zu errichten sind. Vielleicht dürfte zu diesen nicht tragfähigen Gebilden auch dieses und jenes gehören, was der Verfasser selbst aufzuführen unternommen hatte. Wenn ich in den folgenden Zeilen auf derartige Punkte aufmerksam mache, so soll damit keineswegs ein Urteil dem Werke in seiner Gesamtheit gegenüber ausgesprochen, noch die gewaltige Arbeitsleistung verkannt oder verkleinert werden, von welcher es zeugt.

Auf pag. 24 ff. beschreibt FRECH die Große Tschakit-Schlucht in Kilikien und gibt hierbei auf pag. 30 und 31 Ansichten der Berge Piz Lüscher und Kessek. Von diesem letzteren schreibt er nun auf pag. 31: „Die fast 900 m hohen Wände über dem Tschakit enthüllen im oberen Teile die flache Lagerung der Oberkreide, in mittlerer Höhe schwach gefaltete und unter Winkeln von 20–40°

---

[1]) Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und palaeontologische Untersuchungen. Diese Zeitschr. **68**. 1916. pag. 1 ff.

geneigte Schichten, im untersten Teil dagegen steil aufgerichtete und gefaltete Kalkmassen. Diese Lagerung beruht nicht auf einer Diskordanz der Kreide auf Paläozoikum, vielmehr besteht das ganze Profil aus Oberkreideschichten, deren Faltungsintensität somit von unten nach oben ausklingt. Die Erklärung des Phänomens führt uns gleichzeitig in das Verständnis der geologischen „Hebung" ein.

Eine das gesamte Gebirge ergreifende Kontraktion wird in ihrer Ausgestaltung zu allgemein faltenden Vorgängen stets durch den Druck der starren, auflagernden Kreide- und Tertiärmassen gehindert werden, deren Mächtigkeit erheblich größer war als jetzt. Infolgedessen wurde nur die Basis der ganzen Gebirgsmasse gefaltet, der obere Teil aber, wie es die Schichtenfolge des Tauros tatsächlich zeigt, in toto gehoben. Das Profil beweist also, daß eine Volumenverminderung der gesamten Gebirgsmasse nur eine Faltung der Basis und eine Hebung des oberen Teiles bei scheinbar ungestörter Form von dessen Lagerung zur Folge haben kann."

Ich muß gestehen, daß mir diese tektonische Erklärung nicht ganz verständlich ist. An und für sich sollte man doch meinen, und dies scheint mir auch die allgemeine Ansicht zu sein, daß bei tangentialem Drucke gerade die obersten Schichten am meisten gefaltet sein müssen. Es dürfte zudem wohl schwer sein, Analoga in unseren Faltengebirgen zu finden, wo doch ebenfalls meist mächtige Sedimente der Kreide und des Tertiärs vorhanden waren und mitgefaltet wurden. An und für sich erweckt die Profilansicht des Berges Kessek, wenn man von der hier wohl kaum vorhandenen Möglichkeit einer Überschiebung absieht, ganz den Eindruck einer *diskordanten Auflagerung jüngerer Horizonte auf älteren*, die vorher gefaltet wurden, während das Ganze dann durch vertikale Hebungen die relative Höhe über dem jetzigen Meeresspiegel erreicht haben würde. Für eine derartig einfachere Auffassung würden sich, unter der Voraussetzung, daß die annähernd horizontal gelagerten oberen Schichten etwa miocän wären, in dem benachbarten Lykien zahlreiche Analoga finden lassen, und sie würde sich wohl auch — scheint mir — dem Verfasser aufgedrängt haben, wenn er von dem wesentlich jüngeren Alter der oberen horizontal gelagerten Schichten gegenüber den sie unterlagernden, mehr oder weniger steil aufgerichteten Komplexen überzeugt gewesen wäre. Nun soll aber das Ganze,

also auch die oberen Schichten, durch Fossilfunde als obere Kreide gekennzeichnet sein, und damit würde auch mein Erklärungsversuch in sich zusammenfallen. Ich kann es mir daher um so weniger versagen, die objektiven Beweise für die Kreidenatur dieser Schichten etwas näher zu betrachten, als in ihnen zum ersten Male *Clypeaster* aufgefunden sein würden, und zwar in Gestalten, welche, wie mir der Herr Verfasser zugeben wird, den bekannten Clypeasterformen des Neogen zum Verwechseln ähnlich sehen.

Daß senone Kreide in der Tschakit-Schlucht vorhanden ist, scheint zweifellos; für sie bürgt schon das Vorhandensein des *Inoceramus balticus* I. Boehm. (I. Crispii autorum, non Mantell.) Aber andererseits würde ich auf Grund des Vorhandenseins von Clypeastern, wie denjenigen, welche der Verfasser zeichnet, stets und ohne Zögern Miocän kartieren. Welches sind nun die Formen, welche mit diesen Clypeastern vereinigt auftreten?

Frech beschreibt auf pag. 30 diese als die folgenden: „Riesige dickschalige Austern, Riffkorallen, die von Pholaden durchsetzt sind, mannigfache Zweischaler *(Panopaea, Cytherea, Spond. subserratus, Pecten muricatus, Janira, Protocardia)*, seltene Gastropoden, riesige Seeigel *(Pygurus* und *Clypeaster)* sowie kleine *Micraster* sind die wichtigsten organischen Reste." Nun würde sich, selbst wenn sich unter diesen Formen typische Kreidefossilien finden würden, dadurch noch kein einwandfreier Beweis herstellen lassen, daß es sich nur um Kreide handele, und daß das Neogen gänzlich ausgeschlossen sei. Allem Anscheine nach sind diese Formen auf den Feldern und nicht im Anstehenden gesammelt, und es wären in diesem Falle zufällige Vermischungen wohl denkbar. Jedenfalls dürfte es angemessen sein, diese Formen durchzumustern und nochmals festzustellen, ob und für welches Alter sie einwandfrei zeugen.

1. Von den „riesigen dickschaligen Austern" kommen hier zwei Arten in Frage, einmal die auf pag. 275, T. XIII, Fig. 1 a—e, beschriebene und abgebildete *Ostrea Deshayesi* Coquand var. *Osiroides* Frech, dann die auf pag. 294, T. XIII, Fig. 2 a—b, auf *O. Forgemolli* Coq. var. bezogene Type. Was die erstere Form anlangt, so ist für sie nach meiner Auffassung an eine irgendwie nähere Beziehung zu der *O. Osiris* Zittel des ägyptischen Danien nicht zu denken. Diese Auster ist, wie die Abbildung bei Wanner

beweist, die sich bei FRECH ebenfalls zum Vergleiche herangezogen findet[2]), eine typische *Exogyra* mit stark nach der Seite gedrehten Wirbeln und entsprechend verzerrtem Bandfelde. Es sind dies übrigens Unterschiede, welche FRECH selbst wahrgenommen hat und hervorhebt. *O. Deshayesi* COQUAND[3]), übrigens auch eine *Exogyra* mit endständigem, gekrümmtem Wirbel, hat dagegen, wie ich mit FRECH angebe, „sehr deutlich ausgeprägte, regelmäßige, dachförmige Rippen", während diese bei der Form von Kuschdjular ganz verwaschen sind und kaum auf der Oberfläche der Schale hervortreten. Die Ähnlichkeit in der Form des Schloßfeldes und der Ligamentalgrube zwischen beiden Formen besteht darin, daß sie beide ein typisches Ostreenschloß besitzen. Das sind Gattungs-, aber kaum Art-Charaktere, in deren Gemeinschaft ich keine weiteren Beziehungen erblicken kann als sie durch die gemeinschaftliche Zugehörigkeit zu derselben Gattung an und für sich bedingt sind. Ich kann also auf Grund dieser Merkmale in der Form von Kuschdjular kein Bindeglied sehen zwischen zwei an und für sich recht verschiedenen Ostreenformen. Ähnliche Austern finden sich schließlich in den meisten jüngeren Formationen und sind wohl kaum für eine von ihnen bezeichnend, solange nicht die bei der Variabilität der Formen ohnehin schwer festzustellende artliche Identität unbedingt und zweifelsfrei gesichert ist. Man könnte, sobald das Miocän als Provenienz überhaupt in Frage käme, ebensogut an die Gruppe der *O. crassicostata* SOW. und *O. excavata* DESH. denken[4]). Was weiter die auf *O. Forgemolli* COQU. var. bezogene Form anlangt, so waren die zwei dem Verfasser vorliegenden Stücke, wie er selbst des Wiederholten angibt, augenscheinlich äußerst schlecht erhalten, so daß wohl der größte Teil der für die artliche Bestimmung notwendigen Charaktere durch die Verwitterung verlorengegangen ist. FRECH schreibt selbst pag. 295: „Obwohl eine sichere Bestimmung bei unseren Exemplaren wegen der schlechten Erhaltung nicht möglich ist." Man könnte also diese Formen demnach bei der Erörterung unseres Themas gänzlich aus-

[2]) Vergl. Palaeontographica XXX, II. 1902, T. XVI, Fig. 1—4 b.

[3]) Vergl. „Monographie du genre Ostrea", T. XXI, Fig. 1—2, XXIII, Fig. 1—2; XXIV, Fig. 1—3 h.

[4]) Vergl. M. HOERNES: „Fossile Mollusken des Wiener Beckens" II, T. LXIX.

schalten, aber auch an die *O. crassissima* Lamk. des Neogen denken[5]).

2. „Riffkorallen, die von Pholaden durchsetzt sind." Diese Formen werden leider im palaeontologischen Teile des Aufsatzes als zu schlecht erhalten weder besprochen noch abgebildet. Sie sind daher bei der Diskussion auszuschalten.

3. „Zweischaler." Von diesen werden a. a. O. zuerst aufgeführt:

a) „*Panopaeen*." Von diesen werden vom Verfasser selbst auf pag. 286 zwei Arten der Gosau angegeben, die Bestimmung der einen aber von einem Fragezeichen begleitet, so daß diese, die *P. frequens* Zittel, hier wohl als Bestimmung bei der Diskussion ausschalten kann. Hinsichtlich der andern, der *P. rustica* Zittel, kann ich nur darauf hinweisen, daß die Art der oberen Kreide sich in der Gestalt, der Skulptur und den Wölbungsverhältnissen durchgreifend unterscheidet. Zu diesen Panopaeen gehört wohl auch die als *Anatina* aff. *Royana* d'Orb. sp. auf pag. 285 aufgeführte und auf T. XVII, Fig. 2a—b abgebildete Form, für welche der Verfasser seine Bestimmung selbst „nur mit allem Vorbehalt angenommen" wissen will. Von dem Wirbelschlitze von *Anatina*[6]) ist hier nichts zu sehen. Die Abbildung der linken Klappe der Gosau-Form in Fig. 2b a. a. O. läßt die Unterschiede mit der in Fig. 2a gegebenen rechten Klappe der Form des Taurus nur um so schärfer hervortreten. Ich sehe keinen Grund, deratige Panopaeen nicht mit der neogenen *P. Menardi* Desh. in Beziehung zu setzen[7]).

b) „*Cytherea*." Auf Grund der rohen Steinkerne, welche dieser Gattung zugewiesen werden (vergl. pag. 282—83, T. XVI, Fig. 2—4) sind Bestimmungen von stratigraphischer Bedeutung nicht zu gewinnen. Dies scheint übrigens auch die Ansicht des Verfassers zu sein, der sich seinen eigenen Bestimmungen gegenüber a. a. O. mit der größten Vorsicht äußert und in zwei Fällen Fragezeichen, im dritten ein „aff." hinzufügt.

---

[5]) Vergl. M. Hoernes; a. a. O. T. 81—84.

[6]) Chenu: Manuel de Conchyliologie II, pag. 37: „Crochets fendus". P. Fischer: Manuel de Conchyliologie pag. 1168: „sommets fissurés". Zittel: Palaeo-Zoologie II. pag. 129: „Wirbel durch einen feinen Schlitz gespalten", usw.

[7]) Vergl. M. Hoernes, a. a. O. II, pag. 29. T. II, Fig. 1—3.

c) „*Spond. subserratus* Douv.“ Die auf die Type der Kreide im Luristan bezogene Form befindet sich bei Frech auf T. X, Fig. 2—3, abgebildet. Eine recht bedeutende Ähnlichkeit ist zweifellos vorhanden; aber ich kenne mit Douvillé[8]) zahlreiche Formen aus dem Tertiär, welche ähnlich gebaut und verziert sind und für den Vergleich mit den vorliegenden Steinkernen auch in Betracht kommen könnten. So zeigt schon der rezente *Sp. gaederopus* L. eine im Prinzip sehr ähnliche Skulptur, wie denn überhaupt Steinkerne von *Spondylus* nur in sehr weitem Rahmen für die stratigraphische Gliederung verwendet werden können.

d) „*Pecten muricatus* Goldf.“ Es würde dies, falls sie sich bewahrheitete, eine für die Bestimmung des Alters unseres Komplexes sehr wichtige Bestimmung sein. Nun gibt F. A. Römer[9]) für den *Pecten muricatus* Goldf. des Senonquaders von Haltern in Westfalen folgende Diagnose: „Eirund, 3″ lang, flach gewölbt, mit 40 runden, hohen Rippen und gleichbreiten, tiefen, konkaven Zwischenräumen, welche beide von feinen (4—10) Längslinien dicht bedeckt werden; letztere werden durch eine konzentrische Streifung scharf blättrig schuppig; die Ohren sind fast gleichbreit, rechtwinkelig und gestreift; das vordere der rechten Schale ist unten glatt und halbkreisförmig ausgeschnitten.“ Von diesen Merkmalen, welche fast identisch von Goldfuss angegeben werden[10]), findet sich kaum eins an der Type des Taurus, wie sie Frech a. a. O., pag. 278, T. XV, Fig. 1 a—c, beschreibt und abbildet. Vor allem hat diese letztere nicht 40, sondern 17—20 Hauptrippen! Ihr Byssusohr (vergl. Fig. 1c a. a. O.) ist nicht glatt[11]), sondern gestreift. Von der Längsskulptur in den Zwischenräumen ist garnichts, von derjenigen auf den Rippen selbst nicht viel wahrzunehmen. Zudem gibt

---

[8]) Vergl. H. Douvillé et de Morgan: „Mission scientifique en Perse.“ Tome III. Etudes géologiques. Partie IV. Paléontologie Mollusques fossiles, pag. 271, T. XXXV, Fig. 8—14.

[9]) Vergl. „Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges“, Hannover 1840, pag. 53, Nr. 26.

[10]) Petrefacta Germaniae, pag. 57, T. 93 f. 9 a, b.

[11]) Goldfuss kennzeichnet die Ohren der Art als nicht gerippt, sondern nur konzentrisch gestreift. Ich nehme an, daß der Ausdruck „gestreift“ bei F. A. Roemer (Vergl. oben) keine andere Bedeutung haben soll als bei Goldfuss, daß es sich in beiden Fällen nur um Anwachsringe handelt und radiale Berippung ausgeschlossen sein soll.

Frech selbst im Texte noch andere Unterschiede an, welche sich auf die allgemeine Gestalt, wie auf die deutlichere Ausprägung der Rippen auf dem Steinkerne beziehen. Daß an diesen letzteren Differenzen nicht die Kleinheit der kleinasiatischen Fossilien die Ursache ist, beweist der auf Fig. 1 a a. a. O. dargestellte Steinkern, von welchem in der Tafelerklärung ausdrücklich angegeben wird, daß er in natürlicher Größe gezeichnet wurde, und der doch schon ziemlich bedeutende Dimensionen erlangt. Ich glaube nicht einmal, daß dieser Steinkern mit den beschalten Exemplaren derselben *Pecten*-Art übereinstimmt. Von diesen erinnern die beschalten Stücke an den neogenen *Pecten scabrellus* Lamk.; der kretazische *P. muricatus* Goldf. liegt jedenfalls nicht vor.

e) „*Janira.*" Wie Frech auf pag. 279 selbst ausführt, gibt es Janiren sowohl im Lias als in der Kreide, als vom Oligozän bis zur Gegenwart. Die Gattung selbst würde also nichts beweisen. Von Arten wird nur *Janira quadricostata* Sow. aus unserem engeren Gebiete, Kuschdjular, Eminli usw. angegeben[12]). Ich bin auch hier nicht überzeugt, daß es sich um die Kreideart handelt, sondern glaube, daß auch in diesem Falle eine der neogenen Pectenformen in Frage kommen kann, zu deren genauer Bestimmung die vorhandenen Abbildungen nicht genügen dürften.

f) „*Protocardia.*" Eine *Protocardia*-Art findet sich im Texte nicht näher beschrieben; dagegen wird auf T. XV, Fig. 7 a—b, eine Form dargestellt, welche *Protocardia* cf. *hillana* Sw. genannt wird und welche aus Kuschdjular stammen soll. In einer Anmerkung der Tafelerklärung wird auf ähnliche Vorkommnisse von Portugal und Kieslingswalde hingewiesen, aber hinzugefügt: „Doch sind alle diese Vorkommen wegen ungenügender Erhaltung nicht genau bestimmbar." Ich kann in diesem skulpturlosen Steinkernen überhaupt kaum das Genus erkennen. Möglicherweise gehört er, trotz der tief eingebuchteten Lunula, der Gattung *Cardium* an. Irgend etwas Sicheres, geschweige denn für ein Niveau Bestimmendes, scheint mir an dieser Form ebensowenig zu erkennen wie an der ebenfalls auf *Protocardia* sp. bezogenen Abbildung Nr. 8 a. a. O., welcher Frech selbst mit der größten Reserve gegenübersteht.

g) „seltene Gastropoden." Als solche werden auf pag. 273 angegeben: eine *Natica* cf. *Stoddardi* Hislop, welche

---

[12]) Frech, a. a. O. pag. 279, T. XIV, Fig. 1—2.

allerdings nach der Abbildung auf T. XI, Fig. 6 a, b eine gewisse äußere Ähnlichkeit mit der Art des Luristan besitzt, wie sie DOUVILLÉ[13]) zeichnet. Es scheint aber die wichtige Nabelpartie verschieden zu sein. Ferner ein *Ampullina* sp. genanntes Fragment, welches kaum bestimmbar sein dürfte, endlich eine *Pleurotomaria* cf. *indica* FORBES[14]) von welcher ein bis zur Mündung erhaltener Steinkern vorliegen soll, von dem aber nur die Basis gezeichnet wurde. Nach dieser ist es nicht einmal sicher, ob es sich um die Gattung *Pleurotomaria* handelt oder um einen Trochiden.

h) „Riesige Seeigel (*Pygurus*).“ Die hierher gerechnete Echinidenart wird als *Pygurus (Pygurostoma?) cilicicus* n. sp. auf pag. 289 ff. beschrieben und auf T. XVIII, Fig. 1—4, dargestellt. Ein Hauptunterschied zwischen *Pygurus* und der jüngeren Gattung *Echinolampas* besteht nun in der Form des Periproct. Dieses liegt bei der älteren Gattung in der Längsrichtung der Schale, bei der jüngeren quer, d. h. senkrecht zu dieser. Ferner hat die Floscelle bei *Pygurus* eine blumenblattähnliche Gestalt, die Petalodien sind gegen den Umfang hin plötzlich eingeschnürt, ihre Poren spaltförmig verlängert. Nichts von allen diesen Merkmalen ist bei der Form des Taurus entwickelt, die auch in ihrer allgemeinen Gestalt von *Pygurus* ebenso abweicht wie sie sich *Echinolampas* nähert. Sie ist auch in den Grundzügen ihres Baues ein typischer *Echinolampas*, keine „deutliche Zwischenform zwischen diesem und dem älteren *Pygurus*.“ Vielleicht handelt es sich nach der Verschiedenheit im Profile (vergl. FRECH, a. a. O., T. XVIII, Fig. 1 b und 3 b) um zwei Arten, von denen die eine jedenfalls zu der Gruppe des *E. Laurillardi* AG. und *hemisphaericus* AG. gehören dürfte. Jedenfalls dürften also hier wohl zweifellos neogene Echinolampasarten vorliegen.

i) „Riesige Seeigel (*Clypeaster*.)“ Große *Clypeaster*-Arten vom Typus derjenigen, welche FRECH auf pag. 287 ff. beschreibt und auf T. XIX und XX abbildet, wurden von jeher als bezeichnend für das Neogen angesehen. Ihr Auftreten in unserem Gebiete wäre nur überraschend gewesen, wenn es sich wirklich um Kreide gehandelt hätte. Sobald diese Vermutung in sich zusammenstürzt, verliert die Bestimmung dieser Formen viel von ihrem Interesse und

[13]) a. a. O. T. 48, Fig. 1—4.
[14]) a. a. O. pag. 274, T. XI, Fig. 1.

schrumpft auf eine bei der übergroßen Fülle der Arten, und bei deren von den hervorragendsten Echinologen oftmals betonten, recht mangelhaften Fixierung und Begrenzung ebenso mühevolle wie undankbare Aufgabe zusammen. Ich lasse es daher dahingestellt, ob die beiden hier von FRECH als neu beschriebenen Formen wirklich, was ich kaum glaube, gute Arten darstellen, oder ob sie sich auf eine der von den verschiedenen Autoren, besonders MICHELIN und PAUL FISCHER[15]) aus unserem Gebiete beschriebenen Typen, zurückführen lassen, unter welchen als verwandt besonders der *Cl. tauricus* P. FISCHER und der *Cl. laganoides* MICH.[16]) in Frage kommen würden. Jedenfalls scheint mir in der jetzigen Beleuchtung dieser Funde durchaus nicht so überraschend und an sich kein Beweis für die auf anderen Gebieten gewiß noch vorhandene „Lückenhaftigkeit unserer palaeontologischen Kenntnisse“[17]).

k) „Kleine *Micraster*.“ Als charakteristisch für die Gattung *Micraster* AG. hat zu gelten das Verhalten des Scheitelschildes, an welchem der Madreporenkörper noch nicht nach hinten rückt und die seitlichen Genitalplatten und die Ocellartäfelchen des Biviums voneinander trennt, ein Merkmal, welches der Gattung allerdings noch mit *Hemiaster* AG. gemeinsam ist. Von diesem aber trennt die Gattung *Micraster* — und dies ist eins ihrer Hauptmerkmale — das Verhalten der Fasciolen, von denen *Micraster* nur die eine Subanalis besitzt, während diese bei *Hemiaster* fehlt und sich statt ihrer eine Peripetala einstellt. Von diesen für die Gattung *Micraster* entscheidenden Merkmalen findet sich nichts bei FRECH[18]) angegeben. Es läßt sich auch wohl annehmen, daß sie an den wenigen und schlecht erhaltenen Exemplaren, über welche der Verfasser verfügte[19]), nicht erhalten gewesen sein werden. Die Bestimmung dürfte aber gerade deshalb um so weniger aufrechtzuerhalten sein. Im besten Falle handelt es sich um einen Spatangiden incerti generis.

[15]) In P. DE TSCHIHATSCHEFF: Asie mineure. IV. Paléontologie, pag. 307, T. XVIII, Fig. 1.

[16]) H. MICHELIN: Monographie des Clypéastres fossiles. Mém. Soc. Géol. de France (II) 7. pag. 141. T. XXXVI. Fig. 1 a—i.

[17]) FRECH, a. a. O. pag. 287.

[18]) a. a. O. pag. 288.

[19]) Der Verf. spricht zwar auf pag. 291 von „ziemlich zahlreichen Exemplaren von *Hemiaster*“, erwähnt aber auf der folgenden Seite deren nur acht. Die ungünstige Erhaltung der Formen scheint aus den Abbildungen Tafel XIX und XX hervorzugehen.

Außer diesen hier erörterten Formen werden aus der vermeintlichen Kreide des Taurus von Frech noch andere Typen aufgeführt, welche auf der Zusammenstellung auf pag. 30 sich nicht vorfinden, welche aber im palaeontologischen Teile der Arbeit näher erörtert werden und deren Bestimmung, falls sie sich bestätigen würde, ebenfalls von ausschlaggebender Bedeutung für das Alter des Komplexes sein könnte. Es ist dies

Hemiaster verticalis Ag.,

welcher (pag. 291) a. a. O. die *Hemiaster*-Mergel von Hatschkiri kennzeichnen soll. Diese liegen bei dem Weiler gleichen Namens am Wege nach Yer köprü „zwischen basalen Konglomeraten mit Geröllen des Unterkarbon und dem mittelsenonen Plänerkalk", dessen neogenes Alter wir nachzuweisen versuchten, und enthalten neben undeutlichen Steinkernen von Bivalven, welche auf *Cytherera Rohlfsi* Quaas und auf eine *Protocardia* aff. *hillana* Sow. bezogen werden, Pectinidenreste, welche als *P. muricatus* und *P. serratus* angeführt werden. Für die Altersbestimmung der Mergel von Hatschkiri wird den *Hemiaster*-formen ein besonderer Wert beigelegt; die eine von diesen, die in sechs Exemplaren vorliegt, wird auf *Hemiaster verticalis* Ag. (nom. nud.), die andere, von der zwei Stücke vorhanden sind, auf *Hemiaster verticalis* Ag. var. nov. *prunelliformis* zurückgeführt. Was *H. verticalis* Ag. betrifft, so ist dies kein nomen nudum, wie der Herr Verf. es auf pag. 292 nennt, dies wäre also ein ohne ergänzende Beschreibung aufgestellter, ausschließlich auf den Gipsabguß von Agassiz sich stützender Name; es handelt sich vielmehr um eine Art, welche schon 1840, wie Frech selbst angibt, im „Catalogus systematicus" von Louis Agassiz dem Älteren kurz diagnostiziert, dann aber 1847 von dem Vicomte d'Archiac aus Biarritz ausführlich beschrieben und abgebildet wurde[20]), und welche seither von zahlreichen Autoren ihre Betrachtung gefunden hat[21]). Die *Linthia*

---

[20]) Vergl. „Description des fossiles recueillis par M. Thorent. dans les couches à nummulines des environs de Bayonne", Mémoires de la Soc. géol. de France. 2e Série. Tome II. Pl. VI. Fig. 2—2 c, pag. 202.

[21]) Vergl. z. B. Cotteau: „Échinides fossiles des Pyrénées: Paris 1863, pag. 121 wie derselbe in der Paléontologie française. Échinides éocènes. I pag. 249, Taf. 77 f. 5—6. Taf. 78. Vergl auch meine Besprechung dieser Art und verwandter Typen in den „Priabonaschichten". Palaeontographica 47. 1901. pag. 107 ff.

verticalis Ag. resp. d'Arch. ist also kein Typus der Kreide, sondern gehört dem oberen Eocän an, in welchem er sich an dem Steilufer von Biarritz wie in nahe verwandten, von Dames[22]) für identisch gehaltenen Typen auch in Venetien in den Priabonaschichten vorfindet. Es würde also das Auftreten dieser Art bei Hatschkiri, falls es sich bewahrheitete, nicht auf Kreide, sondern auf Eocän schließen lassen[23]). Nun ist aber zweifellos die Type von Hatschkiri nicht identisch mit *Linthia verticalis*. Daß dem so ist, beweist der Vergleich der von Frech gegebenen Figuren[24]) mit der oben zitierten Abbildung bei d'Archiac. Nicht nur, daß die Oberseite verschieden ist, sondern auch die vorderen paarigen Petalodien stehen in einem anderen Winkel, der bei der kleinasiatischen Type weit kleiner ist und nahezu einem rechten gleichkommt, während er bei der echten *Linthia verticalis* Ag. fast zwei rechte mißt. Auch das Profil ist verschieden, und die Form von Biarritz weit höher als die nach vorn viel abschüssigere kleinasiatische Type. In welchem Verhältnis diese nun zu der von ihr als var. *prunelliformis* abgetrennten Form steht, ist schwer an der Hand der Abbildungen allein festzustellen. Die beiden Typen sind sich in entscheidenden Merkmalen sehr ähnlich, so im Profile wie in der Anlage der Petalodien, und die Varietät (vergl. Frech, a. a. O., T. XX, Fig. 3 a), welche sich übrigens von dem bekannten *Hemiaster prunella* Ag. aus der Maastrichter Kreide doch recht bedeutend unterscheidet, scheint nur hinten mehr verbreitert zu sein. Immerhin sind mir neogene Arten aus der Verwandtschaft dieser Seeigel von Hatschkiri nicht in der Erinnerung, während es eocäne *Schizaster*[25]) gibt, welche in der Form Beziehungen zeigen. Ich lasse es daher dahingestellt, ob es sich in den Mergeln von Hatschkiri um

---

[22]) Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärablagerungen Palaeontographica. XXV. 1877. pag. 55.

[23]) Wenn Agassiz im Catalogus. a. a. O. seinen *Hemiaster verticalis* als der Kreide angehörig bezeichnet, so steht er damit auf dem Boden der Anschauungen seiner Zeit, welche wenigstens in zahlreichen Vertretern unserer Wissenschaft die gesamte Nummulitenformation dieser Periode zuwies. Am Steilufer von Biarritz findet sich obere Kreide nur im äußersten Süden bei Bidart entwickelt.

[24]) a. a. O. T. XIX, Fig. 4—4 d.

[25]) Vergl. z. B. *Sch. vicinalis* Ag. Dames, a. a. O. T. IX, Fig. 4 a—6.

Alt- oder Jung-Tertiär handelt; Kreide dürfte auch hier kaum vorliegen.

Ich möchte schließlich noch mit einigen Worten auf die vom Verfasser an anderer Stelle geschilderten Carditen zurückkommen, obgleich diese in der auf pag. 30 bei FRECH a. a. O. gegebenen Zusammenstellung der für die „Kreide" von Kuschdjular charakteristischen Formen nicht mitenthalten sind. Diese Carditen werden sämlich von dem Herrn Verf. auf die *C. Beaumonti* D'ARCH. der dänischen Stufe in Indien etc. zurückgeführt, mit welcher zuerst durch NOETLING[26]) — und wohl mit vollem Rechte — die *C. libyca* ZITTEL der obersten Kreide in Ägypten vereinigt worden ist[27]). Ich möchte es hier dahingestellt sein lassen, ob QUAAS in seiner Zusammenziehung von Formen recht verschiedenartigen Aussehens hier nicht etwas zu weit gegangen ist, und ob z. B. Typen, wie die bei ihm auf T. XXXII, Fig. 6 abgebildete, mit ihren runden, breiten und einfachen Rippen wirklich noch in den Komplex dieser mit deutlich dreiteiliger Berippung versehenen Art hineingehören[28]). In jedem Falle dürften die von FRECH hierher gezogenen Formen wohl auszuschließen sein und ganz andere Verwandtschaftsbeziehungen besitzen. Zu *C. Beaumonti* kann ich weder den Steinkern stellen, welcher in 900 m Meereshöhe am Nordabhang des Kesek aufgefunden wurde, und welcher auf T. XVII, Fig. 5 abgebildet wird, noch die an der gleichen Stelle, in Fig. 6 a-c dargestellte Form von Kuschdjular, welche wohl zweifellos artlich verschieden ist. Beide zeigen nichts von der Dreiteiligkeit der Rippen, deren auch im Texte nicht Erwähnung geschieht. Beides sind sichere Carditen, deren nähere Verwandtschaftsbeziehungen festzustellen bleiben und welche vielleicht in die Gruppe der neogenen *C. Jouanneti* BAST. hineingehören. Anders scheint es sich mit der ebenfalls von Kuschdjular stammenden, unter dem Namen *C. Mavrogordati* als neue Art aufgestellten[29]) Type zu verhalten. Sie erinnert mich in ihrer herzförmigen Gestalt und der Einschiebung neuer

[26]) Vergl. A. QUAAS in Z. d. D. g. G. 1903, pag. 17—18.

[27]) Vergl. A. QUAAS: „Die Fauna der Overwegischichten", a. a. O. pag. 203 ff., T. XXIII, Fig. 13—21, XXXII, Fig. 3—6.

[28]) Ich habe mich mit dieser Type eingehender in meiner Monographie des Alttertiärs von Togo beschäftigt und weise hier auf pag. 26—27 dieses Aufsatzes hin. Vergl. die eozäne Invertebraten-Fauna des Kalksteins in Togo. Beitr. zur geolog. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete. Heft 12. Berlin 1915.

[29]) a. a. O. pag. 285, T. XVII, Fig. 4 a—c.

Sekundärrippen mehr an gewisse Cardien, wie z. B. *C. hians* Brocc.[30]) und *C. Hoernesianum* Grat.[31]), ohne daß ich damit ohne Kenntnis der Originale Bestimmteres sagen möchte, als einem allgemeinen Eindrucke Ausdruck zu verleihen.

Ich halte demnach, um zusammenzufassen, einen Teil der von Frech zu beiden Seiten der Tschakit-Schlucht als obere Kreide kartierten Sedimente nicht für diese, sondern für Neogen, ohne im übrigen das Vorhandensein der durch typische Leitfossilien gekennzeichneten Kreide, wie möglicherweise auch des Eocän, an dieser Stelle ausschließen zu wollen[32]). Da zudem das Miocän, wie die farbige Tabel XXII bei Frech beweist, in großer Nähe der vermeintlichen Kreide entwickelt ist und es im Süden in breiter Massenausdehnung ansteht, so hätte sein Erscheinen in den nördlicheren Bereichen bei Kuschdjular und Eminli eigentlich nicht gar so viel des Wunderbaren. Nach der Profilansicht des Kessek-Berges auf pag. 31 möchte man annehmen, daß die horizontalen Miocänschichten auf dem linken, östlichen Ufer höher liegen als auf dem rechten, westlichen, was der Verfasser auch an einer Stelle selbst andeutet[33]). Man wäre also versucht, hier an Verwerfungen zu denken, an welchen das Neogen gegen Süden resp. Südwesten hin abgesunken wäre. Es wäre natürlich vermessen, über Richtung und Verlauf dieser Spalten an der Hand der vorliegenden, in diesem Punkte naturgemäß noch recht unvollkommenen Daten weiteren Vermutungen Ausdruck zu verleihen, obgleich es vielleicht nahe liegen könnte, den Verlauf der Tschakitschlucht selbst hier als eine immerhin mögliche Erklärung heranzuziehen.

---

[30]) Hoernes: a. a. O. pag. 181, T. XXVI, Fig. 1—5.

[31]) M. Hoernes, a. a. O. pag. 183, T. XXVII, Fig. 1 a—c.

[32]) In welchem Umfange, in welcher Mächtigkeit und in welcher Gliederung hier Kreide entwickelt ist — bisher ist nur das Obersenon durch *Inoceramus balticus* J. Boehm und eine ältere Stufe durch leider unbestimmbare Radiolitendurchschnitte objektiv erwiesen — werden künftige Spezialuntersuchungen nachzuweisen haben.

[33]) A. a. O. pag. 35: „Am Kessek liegen dieselben Schichten in 800—900 m Höhe, die auf dem rechten Tschakitufer in Höhenlagen von nur 600—700 m vorkommen".

[Manuskript eingegangen am 2. Oktober 1916.]

Nachschrift.

Nachdem Herr Geheimrat FRECH inzwischen einen Teil seiner Originale, soweit diese dem Königlichen Museum für Naturkunde zu Berlin angehörten, diesem zurückgesandt hat, glaube ich in der Lage zu sein, einen Teil der hier in Frage kommenden Echiniden auch spezifisch zu bestimmen, d. h. auf bereits bekannte Formen zurückzuführen. Es handelt sich, wie mir scheint, um:

Echinolampas amplus TH. FUCHS[34]) (= *Pygurus* [*Pygurostoma* ?] *cilicicus* FRECH).

Clypeaster acclivis POMEL[35]) (= *C. cretacicus* FRECH, also die Form mit tief eingesenktem Peristom).

Clypeaster subplacunarius TH. FUCHS[36]) (= *C. hetiticus* FRECH, also die Form mit ganz flacher Unterseite und wenig eingesenktem Peristom).

Ich kann wenigstens keine durchgreifenden Unterschiede zwischen diesen Formen finden. In dem Gesteine, in welchem die Seeigel von Gözna eingebettet sind, und welches auch petrographisch demjenigen vom Gebel Geneffe bei Suez außerordentlich gleicht, liegen kleine an *Amphistegina* erinnernde Foraminiferen, welche zu bestimmen bleiben, die aber sicher keine Nummuliten sind.

DEPÉRET und FOURTAU[37]) sind geneigt, in den Schichten mit *Echinolampas amplus* noch Burdigalien, also erste Mediterranstufe zu erblicken, was BLANCKENHORN[38]) allerdings a. a. O. bestreitet. Andererseits wird auch bei FOURTAU und GAUTHIER in der eingehenden, unten näher

---

[34]) Beiträge zur Kenntnis der Miocänfauna Ägyptens und der libyschen Wüste. Palaeontographica XXX, 1, 1883. p. 45. T. XIV (IX), Fig. 5—8.

[35]) V. GAUTHIER in R. FOURTAU: Révision des Échinides fossiles de l'Égypte. Mémoires de l'Institut Égyptien. Le Caire, 1899, p. 709, T. IV, Fig. 1—4.

[36]) Palaeontographica XXX. 1. 1883. p. 47. T. XVI, Fig. 1—3. — FOURTAU a. a. O. p. 702.

[37]) Sur les terrains néogènes de la Basse-Égypte et de l'Isthme de Suez. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris 1900, p. 402.

[38]) Z. d. d. g. G. 1901, p. 85—86.

zitierten Revision der ägyptischen Echiniden als Lager dieser drei Formen das Helvétien angegeben, so daß angesichts dieser Widersprüche man sich hinsichtlich der Ermittlung des genauen Alters innerhalb des Miocäns für die Schichten von Gözna etc. im cilicischen Taurus vorläufig noch bescheiden muß, obgleich nicht verkannt werden kann, daß sowohl in den Echiniden als in den Pectiniden des unteren Komplexes der ägyptischen Miocänbildungen Hinweise auf ein höheres Alter dieser Bildungen liegen dürften.

8. Die Fauna der deutsch-ostafrikanischen Urgonfazies.

Von Herrn Edw. Hennig.

Hierzu Tafel XXX—XXXII und 1 Textfigur.

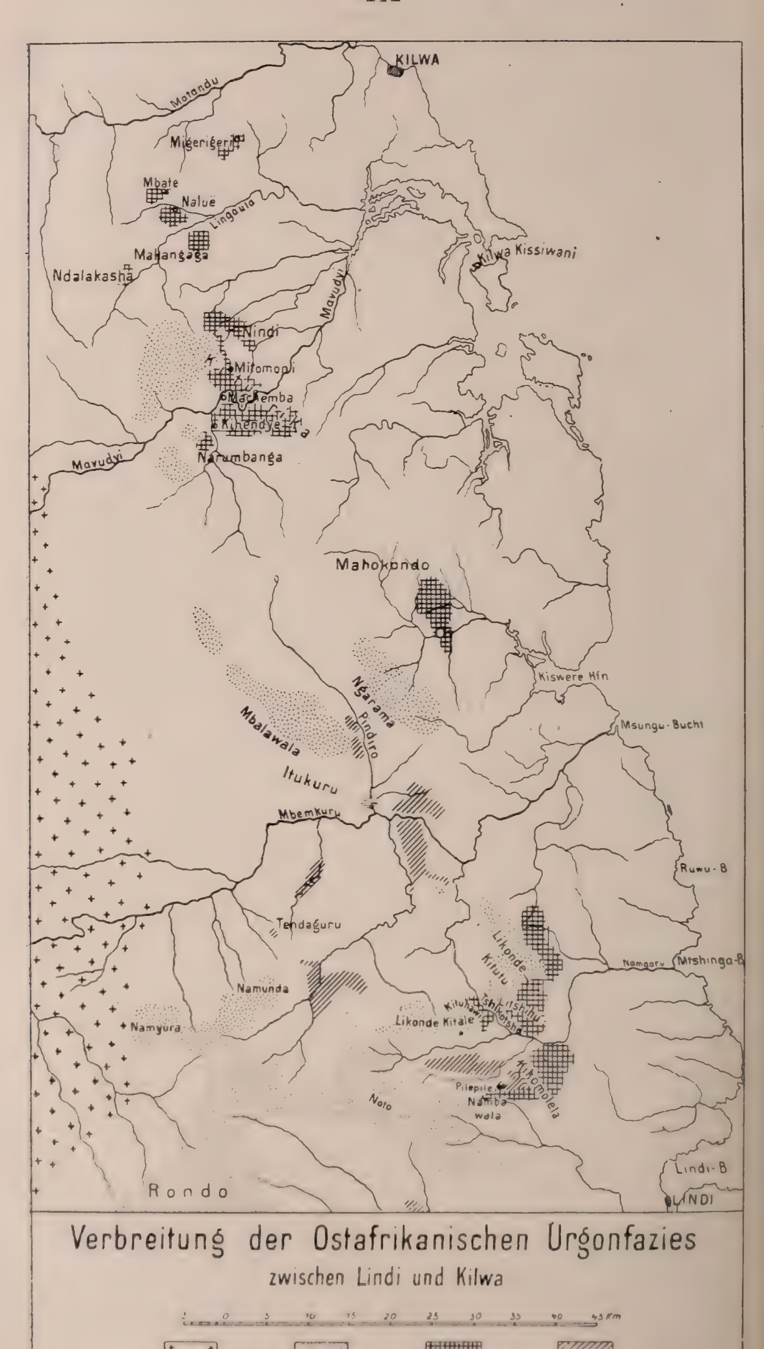
Von dem Auftreten der Urgon-Fazies im südlichen Deutsch-Ostafrika habe ich bereits früher Mitteilung gemacht[1]). Indem ich die bisher vorliegenden Faunenelemente daraus gemäß dem damals gegebenen Versprechen (S. 27, Fußnote) bekannt gebe, fasse ich die noch durchaus unvollständigen Beobachtungen über jenen eigentümlichen faziellen Bezirk zuvor noch einmal kurz zusammen. Ein Übersichtskärtchen mag die Verbreitung des Vorkommens veranschaulichen. (Siehe S. 442.)

Es geht daraus hervor, daß die unterkretazische Kalkriffzone sich im Osten der gleichzeitigen Sandstein-Plateaumasse und beide dem kristallinen Kontinentalblock randlich vorlagern. Breite wie Länge und, was die Karte nicht wiederspiegeln kann, auch die vertikale Entwicklung der einzelnen Riffkomplexe wechselt nicht ganz unbeträchtlich. Ebenso ist selbstverständlich das Gestein und sein organischer Inhalt nicht überall ausnahmslos gleich. Es bedarf daher zunächst einer Auseinandersetzung mit dem Begriff Urgon.

Auch in Südeuropa ist die Frage „was ist Urgon?" nicht mit wenigen Worten klar und scharf abzutun[2]). Das Vorkommen von Orgon selbst ist ein Typus, der selbstverständlich weder in der Gesamtheit seiner Einzelerscheinungen anderwärts sich wiederholen wird, noch auch irgendwie scharfumgrenzbar allen sonst gewohnten Faziesbildern schroff gegenübersteht. W e s e n t l i c h e F a k t o r e n s i n d K a l k r e i c h t u m d e r S e d i m e n t e, m a s s i g e s s t o c k a r t i g e s A u f t r e t e n d e r e h e m a l i g e n

[1]) Über Urgon in Deutsch-Ostafrika. Zentralbl. f. Min. usw. 1913, S. 81—85, und: Geologisch-stratigraphisch. Beobachtungen im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 3, 1913, S. 23, 26—30, 35—36.

[2]) Kilian, Palaeocretacicum in Lethaea geognostica. Teil II. 3. Bd., 1. Abt. 1907/13, S. 56—60, 85—88, 241—243, 285—287, 364—398.



Verbreitung der Ostafrikanischen Urgonfazies zwischen Lindi und Kilwa

Riffe, Reichtum an Organismen, unter denen Orbitolinen, Korallen, Pachyodonten und Nerineen eine führende Rolle spielen. Aber gibt es derartiges nicht auch anderwärts und schon in anderen Formationen (Malm, Muschelkalk, selbst Devon)?

Nun, was das Alter anbetrifft, so wird man natürlicherweise den Begriff des Urgon nicht ungebührlich nach oben und unten erweitern dürfen, und nur da im Zweifel sein können, wo ältere und jüngere Bildungen verwandter Art unmittelbar zu den Barrême-Apt-Kalkriffen von Orgon usw. überführen bzw. aus ihnen hervorgehen. Solche Vorkommnisse gibt es zumal im Neokom verschiedentlich. Die Franzosen bezeichnen sie als suburgonien und geben damit bereits kund, daß sie dem eigentlichen Urgon die untere Grenze durchaus im Barrême ziehen[3]). Ich habe seinerzeit darauf hingewiesen, daß entsprechende Vorläufer in Deutsch-Ostafrika durchaus nicht fehlen. Ebenso gibt es bis in die oberste Kreide Gebilde gleicher Fazies, die entsprechend als super- oder posturgon zu bezeichnen wäre. Rein stratigraphisch ist also die Grenze leicht, weil vollkommen willkürlich, zu ziehen. Das darf, wie alle schematischen Scheidungen, nicht dazu verführen, den natürlichen Zusammenhang und allmählichen Übergang der Dinge aus den Augen zu verlieren. Das Urgon entwickelt sich aus den Diceras-Kalken des Jura, und ebenso sind die Rudistenkalke der jüngeren Kreide nichts als direkte Nachkommen des Urgons. Beide fallen aber nicht mehr unter den Urgonbegriff[4]). Kilian teilt ein in ein Unter-Urgon von Barrême-Alter und ein Ober-Urgon, das dem Apt angehört.

Schwieriger gestaltet sich vielleicht die Abgrenzung in horizontaler Richtung. Es gibt selbstverständlich gleichzeitige Sedimente, die vom Urgon zu ganz anderen Bildungen allmählich überführen. Weniger an Ort und Stelle selbst, wo die Riffe scharf genug in andersartige Fazieserscheinungen eingeschaltet sind. Aber wann sind gleichzeitige Bildungen an anderer Stelle der Erde noch zur Urgon-Fazies zu rechnen? Hier kann natürlich eine allgemein gültige Grenze nicht gezogen werden. Aus Kilians trefflichen Schilderungen geht hervor, wie die faunistischen Verhältnisse be-

---

[3]) Vgl. auch Pellat in Cossmann: Observat sur quelques coquilles usw. Assoc. franç. pour l'avancement des sciences. 1900.

[4]) Kilian. Lethaea geogn. S. 86: „Den zoogenen Bildungen der Barrême- und Apt-Stufe wurde bisher die Benennung Urgonien oder Urgonkalk ausschließlich vorbehalten."

schaffen sind, daß ferner neben den reinen Massenkalken Oolithe, Breccien, lagenweise sogar auch Orbitolinen-Mergel hinzugehören. Gesteinsfazies und Fauna sind gleichermaßen als Kennzeichen zu berücksichtigen. Hinsichtlich der Verbreitung der Urgon-Fazies ist den KILIANschen Ausführungen noch ergänzend hinzuzufügen, daß sie nicht nur seither in Deutsch-Ostafrika, sondern seit längerem auch in Persien[5]) bekannt und neuerdings genauer beschrieben worden ist. Damit ist ein wertvolles Verbindungsglied zwischen dem Mittelmeergebiet und unserem hier in Rede stehenden Vorkommen festgestellt. Handelt es sich doch um eine ausgesprochene Küstenfazies.

Was nun das Auftreten der Urgon-Fazies in Deutsch-Ostafrika anlangt, so habe ich mit der Gegenüberstellung von Makonde- und Kiturika-Fazies, wobei die letztere dem Urgon entspricht, schon zum Ausdruck gebracht, daß die typische Entwicklung vor allem im Kiturika-Gebirge im Kilwabezirk zu finden ist. Hier ist die Mächtigkeit am größten, hier tritt die eigentümliche Fazies auch morphologisch deutlichst in die Erscheinung. Anders geartete Vegetation und gänzlich abweichende klimatische Bedingungen lassen natürlich im Landschaftsbilde auch Verschiedenheiten gegenüber den Mittelmeerländern zu. Um so bemerkenswerter ist es, alle wichtigen Einzelzüge sich hier wiederholen zu sehen. Schroffe Wände, reiche Zerklüftung und Höhlenbildung, enge Talschluchten zeichnen das Gelände zu beiden Seiten des Mavudji-Durchbruchs gegenüber dem übrigen Plateau-Gebiete aus. Unterlagert wird das Kiturika-Kalkmassiv, dessen tiefste Stellen oolithische Lagen enthalten, von einem nur wenig mächtigen Teilrest der Schwarzi-Zone (Neokom) und einem tonreichen Äquivalent der obersten Saurierschicht (Wealden).

Die zoogene Riff-Fazies beginnt aber an anderen Stellen schon früher. Zu solchen suburgonen Bildungen, die sämtlich gleichfalls der östlichen Randzone angehören, rechne ich:

1. Das kalkreiche Cyrenen-Gestein, das am oberen Mtshinyiri und in den Tälern des Namgaru und Milola (Lutamba-See) durch massenhaftes Auftreten der

---

[5]) E. FISCHER: Jura- und Kreideversteinerungen aus Persien. Beitr. zur Geol. u. Paläont. Österr.-Ung. u. d. Orients. Bd. XXVII. 1915. S. 268—273.

Vgl. DOUVILLÉ: Distribut. géograph. des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoides. Bull. soc. géol. Fr. 3. sér. Bd. XXIII. 1900, S. 227.

typischen Muschelformen der Saurierschichten eine zoogene Vertretung des jüngsten Saurierhorizonts darstellt und ihm der Lage nach entspricht.

2. Das Oolith-Massiv des Minyoka- und Ukulinga-Plateaus am Unterlauf des Mbenkuru, in dem nach meinen Darlegungen nicht nur die oberste, sondern unterhalb der Smeei-Zone auch schon die mittlere Saurierschicht (Kimmeridge) wenigstens teilweise sich vertreten findet. Neben oolithischen Lagen treten zu unterst auch Nerineen-reiche Bänke auf.

3. Die Oolithlinsen, die an der Grenze der Smeei-Schicht und obersten Saurierschicht auch im Tendaguru-Gebiete selbst sich nicht selten eingeschaltet fanden und am rechten Ufer des Mtshinyiri nicht nur besondere Ausdehnung erlangen, sondern hier auch reichlich Korallen führen.

Wieweit jüngere, also posturgone Bildungen entwickelt sind, wird sich aus der folgenden Fossil-Überprüfung erst ergeben müssen (vgl. Schluß der Arbeit).

Auch unter den echten Urgon-Bildungen sind verschiedenartige Gesteinsarten und Faunentypen vertreten. Von Oolith-Lagen an der Basis der Kiturika-Serie wurde schon gesprochen. Sie vermitteln in unmittelbarster Weise mit jenen älteren Vorläufern. Ähnliche Übergänge vermitteln gelegentlich Korallenbänke von nur geringer Mächtigkeit. So zum Beispiel am Mbambala in engster Nachbarschaft des Kiturika-Massivs. Auch im Profil von Pilepile am Nambawala-Plateau (Namgaru-Tal) findet sich eine solche Korallenlage. Doch wird sie hier noch von einer organogenen Schicht unterlagert. Denn über dem Schwarzi-Horizont folgt zunächst ein Schneckengestein, die „Nerineen-Schicht" BORNHARDTS. In weiter Erstreckung am ganzen rechten Hange des Namgaru-Tals ist diese nahezu ausschließlich aus den dichtgepackten Schalen einer kleinen *Actaeonella* und länglichen Nerinellen bestehende Lage erschlossen. Gar nicht abzuschätzende Massen dieser Spezies finden sich so beisammen. Wirkliche Nerineen-Gesteine aus andern sehr viel größeren Formen wurden gegenüber bei Kituhawi, im Litshihu und nahe der Einmündung des Kihendje in den Mavudyi festgestellt. Meist finden sich diese großwüchsigen Nerineen frei herausgewittert. In kurzer Zeit lassen sich dann beträchtliche Mengen sammeln. Sie sind indes nicht so ausschließlich an der Zusammensetzung der betreffenden Schicht beteiligt. Nicht nur treten sie selbst

in etwas größerem Formenreichtum und in Gesellschaft anderer Gastropoden auf, sondern mit ihnen vergesellschaftet finden sich auch die besonders charakteristischen Pachyodonten. Endlich sind noch Foraminiferen-reiche Kalke zusammen, von denen freilich noch erst geringeres Sammlungsmaterial vorliegt. Unter den nicht rein organogenen Bildungen sind vor allem gewisse höchst eigentümliche und in ähnlicher Weise nur wieder aus dem mediterranen Urgon beschriebene Trümmerkalke (Calcaires à débris) sehr bemerkenswert. Neben losgerissenen und gerollten Kalktrümmern sind zerbrochene und völlig geglättete Pachyodonten-Bruchstücke daran in Massen beteiligt. Sehr reichhaltig sind auch sandige Partikelchen eingeschlossen. Ich habe den Eindruck gewonnen, daß solche Trümmergesteine vorwiegend die östliche, d. h. Außenseite der Riffzone erfüllen. In der Brandung des im Osten davor sich frei und ungehindert ausbreitenden Ozeans wäre ja auch die natürlichste Ursache ihrer Entstehung gegeben.

Die Aufsammlungen sind noch viel zu gering, um schon eine Gliederung des ostafrikanischen Urgon zu gestatten. Die Grenze zwischen Neokom und Apt geht mutmaßlich genau wie etwa bei Orgon in Südfrankreich mitten durch die Masse hindurch. Ein Urgo-Barrême und Urgo-Aptien läßt sich aber auf Grund der augenblicklichen Kenntnisse nur erst sehr nebelhaft erkennen. Ja, es ist nicht unmöglich, selbst noch höhere Horizonte in der Riffkalk-Fazies zu vermuten. Auch in der iberischen Halbinsel dauern ja, um ein Beispiel zu nennen, die zoogenen Bildungen „zum Teil bis zur Gault- und mittleren Cenoman-Epoche an". (Kilian, Lethaea, S. 86, „lusitanischer Typus".)

Daß Cenoman im Kilwa-Lindi-Hinterland noch irgendwo entwickelt sein sollte, ist mir persönlich nicht recht wahrscheinlich. Der Augenschein lehrte, daß im ganzen Sandstein-Gebiet die neokome Schwarzi-Zone die höchsten fossilführenden Schichten enthielt. Nur wo die Riff-Fazies einsetzte, hielt das organische Leben ungestört an. Mit Ausnahme des Kiturika-Gebirges handelt es sich dabei nur um sehr geringe Mächtigkeiten von einigen Metern. Die Durcharbeitung der Fossilien macht nun aber doch in einigen Fällen in stratigraphischer Beziehung stutzig, wovon noch zu sprechen sein wird. Über die Einfügung der wenigen, allerdings ziemlich bestimmt auf Albien hinweisenden verkiesten Ammoniten in die Plateauserie läßt sich leider noch immer gar nichts sagen. Nicht völlig ausgeschlossen

muß es nach allem erscheinen, daß das Albien, wenigstens zum Teil, auch in den ganz ungegliederten Massenkalken vom Habitus des Kiturika-Gebiets noch enthalten sein könnte. Die verkiesten Ammoniten würden dann — wiederum eine schöne Parallele zu Südfrankreich —, die entsprechende bathyale Fazies gegen die offene See hin vertreten. Es ist hier künftiger Aufklärungsarbeit noch manche wichtige Aufgabe vorbehalten. Einstweilen muß m. E. die natürliche Einheit der deutsch-ostafrikanischen Riffkalk-Fazies im Zusammenhang behandelt werden. Eine untere Grenze ist dabei durch die neokome Schwarzi-Schicht von selbst geboten. Die obere aber fehlt einstweilen. Ohne also den lokalen Begriff der Urgon-Fazies, wie er oben definiert wurde, antasten zu wollen, sollen hier auch solche Formen Berücksichtigung finden, die möglicherweise über das Apt hinaus in jüngere Ablagerungen hineingreifen, wenn sie nur ihre Zugehörigkeit zu der zoogenen Riffkalk-Serie erkennen lassen.

Welcher Art die sog. Makonde-Fazies der höheren Unterkreide Deutsch-Ostafrikas ist, bleibe dahingestellt. Sie geht uns hier nur insofern an, als sie offenbar als gleichzeitige Bildung hinter den urgonen Riffmassen, gleichsam in ihrem Schutze, gebildet wurde. Ihre völlige Fossillosigkeit enthält aber noch besondere Probleme. Es könnte sich sehr wohl schon um kontinentale Ablagerungen besonderer Natur handeln. Auch im südfranzösischen Urgon-Gebiete schalten sich nämlich nach Kilians Kartenübersicht (S. 372) keinerlei marine Ablagerungen zwischen die Riff-Fazies und die Küste des Zentralmassivs ein. Vielmehr sind auch dort die Beziehungen noch nicht geklärt. Da wird man in einem noch kaum durchforschten Lande nicht größere Ansprüche stellen wollen.

Pachyodonta.

Diceratidae.

Toucasia carinata MATH. sp. (non D'ORB.) [= *Toucasia Lonsdalei* D'ORB. (non SOW.)]

Taf. XXX, Fig. 2 a—b, 3 a—c.

1842 MATHÉRON: Cat. méth. et descr. des corps organ. foss. Dép. Bouches du Rhône, S. 104, Taf. II, 102.
1847/59 D'ORBIGNY: Paléont. Fr., Terr. Crét. Bd. IV, Taf. 576, Fig. 1.
1868/71 PICTET-CAMPICHE; Terr. crétac. Ste. Croix. Matér. Paléont. Suisse 5. sér., Taf CXLI, 2.

1873 MUNIER-CHALMAS: Prodrome d'une classification des Rudistes. Journ. de Conchyliol. 3) XIII, Bd. XXI, S. 71.

1882 MUNIER-CHALMAS: Etudes critiques sur les Rudistes. Bull. soc. géol. de Fr. 3. Sér., Bd. X, S. 481.

1887 DOUVILLÉ: Sur quelques formes peu connues de la famille des Chamidés. Bull. soc. géol. de Fr.; 3. Sér., Bd. XV, S. 762, Taf. XXVIII, 2.

1900 DOUVILLÉ: Distrib. géogr. des rudistes etc., ebenda, 3. Ser., Bd. XXVIII, S. 227.

1908 WOODS: Cretac. lamellibr. Paleont. Soc., Bd. II, Teil V.

1903 PAQUIER: Les rudistes urgoniens, Teil 1. Mém. soc. géol. Fr. Paléont., Bd. XI, S. 41—43, Taf. V, 4—5, u. VI, 1—2.

1905 PAQUIER: Teil II, ebenda, Bd. XIII.

1908 WOODS: Cretac. lamellibr. Paleont. Soc. Bd. II, Teil V, S. 207—08, Taf. XXXIII, 4—6.

1911 FRECH u. RENZ: Zentralbl. f. Min., S. 732—34.

1913 HENNIG: Geol.-stratigr. Beobacht. im Küstengebiete d. südl. Deutsch-Ostafrika. Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 3, S. 27.

1913 KILIAN: Lethaea geognost. Mesoz. II, 3, Kreide S. 388 usw.

Es ist ein schwerer Namenballast, den selbst ein so wichtiges Leitfossil tragen muß. Auf die Unstimmigkeiten zwischen den Autoren hinsichtlich der Benennung habe ich an anderer Stelle bereits hingewiesen. Weitere Angaben zur Geschichte der Art in der Literatur finden sich bei PAQUIER. WOODS, der den Vergleich zwischen der englischen *Toucasia (Diceras, Caprotina, Requienia) Lonsdalei* und der französischen *Toucasia (Requienia) carinata* MATH. sp.[6]) zuletzt versucht hat, gelangte zu keinem endgültigen Ergebnis und führt vorsichtshalber die Formen einstweilen wieder getrennt. Wir haben es hier lediglich mit dem MATHÉRONschen Typ aus dem Urgon der Provence zu tun, können uns also der Hauptstreitfrage enthalten.

Herrn Professor KILIANS Entgegenkommen verdanke ich südfranzösische Stücke, je eins von Orgon selbst und von Rochepleine bei Grenoble. Auch lieh mir Herr Dr. RENZ aus seiner Sammlung bereitwilligst die von ihm und FRECH genannten Exemplare der, wie ich früher ausführte, ungenau als *Toucasia carinata* „D'ORB. sp." bezeichneten Funde aus der Unterkreide von Hagios Georgios auf Salamis. Ferner enthält die Berliner Universitätssammlung reiches Material. Danach ergibt sich folgendes: Sowohl die grie-

[6]) D'ORBIGNYS *Requienia (Toucasia, Apricardia) carinata* ist eine Cenoman-Art, die nichts mit MATHÉRONS Urgonform zu tun hat. Es gibt zum Überfluß auch eine *Apricardia carinata* GUÉR., die nach DOUVILLÉ mit *Toucasia Archiaci* identisch ist.

chischen Stücke[7]), als das Exemplar von Rochepleine[8]) weichen in der Gestalt von dem Typus aus Orgon so sehr ab, daß es mir schwer erscheint, sie unter denselben Artbegriff zu bringen. Um so selbstverständlicher erscheint die Zurechnung der deutsch-ostafrikanischen Stücke zu dem Typ von Orgon. Die Übereinstimmung ist derartig, daß Sorgfalt nötig ist, um Verwechslungen zu vermeiden. Wenn also auch, wie Herr Professor KILIAN auf Anfragen hin betonte, zwischen den voneinander stark abweichenden Formen beispielsweise von Orgon und von Rochepleine alle Übergänge bestehen, was ja die begrenzte Sammlung eines einzigen Museums naturgemäß nicht erkennen läßt, so muß ich doch befürworten, irgendwo einen systematischen Schnitt innerhalb der Variationsgrenzen willkürlich vorzunehmen, wozu wir ja allenthalben gezwungen sind, und was mit dem Wesen der Systematik unmittelbar zusammenhängt. Denn die Wiederkehr einer weitverbreiteten Mittelmeerform in so weiter durch den afrikanischen Kontinent getrennter Entfernung spricht auf der anderen Seite für eine Konstanz, die in systematischer Hinsicht unbedingt auch formelle Selbständigkeit verlangt.

Mit einiger Mühe ließe sich, soweit mein Material ein Urteil schon zuläßt, eine gewisse Rasseneigentümlichkeit der Kiturika-Funde insofern feststellen, als hier die Zuwachsstreifen der Unterklappe nicht genau radial vom Zentrum der Schalenkrümmung zum Rande verlaufen, sondern eine wenn auch nur schwache Rückbiegung nach dem Wirbel-

[7]) Die Erhaltung des Materials von Hagios Georgios ist wenig günstig: In schwärzlichem, bituminösem Kalkstein sieht man ein Haufwerk gleichfalls schwarzer, gewundener, röhrenförmiger, zum Teil auch verdrückter Schalen. Kein Exemplar ist ganz zu überblicken, fast kein Wirbel und kaum eine Deckelklappe erkennbar. An den Hauptklappen aber ist ein rundlicher Querschnitt und eine nur wenig oder nicht ausgeprägte Kante allgemein. Schon deshalb ist die spezifische Bezeichnung unzutreffend. Wo die Kante angedeutet ist, liegt sie wie bei dem Stück von Rochepleine nicht ganz randständig, statt der flachen Seite findet sich eine gebauchte, die Aufrollung findet nicht in einer Ebene statt. Die Stücke sind zwar untereinander gleich, tragen aber durchaus eigenen Charakter.

Abgesehen von dem falschen Autornamen kann ich die Bestimmung als solche und damit auch den daraus gezogenen stratigraphischen Schluß nicht billigen.

[8]) KILIAN hat in der Lethaea (S. 388) die auch an Größe dem Typus nachstehenden, aus anderer Fazies stammenden Formen von Rochepleine und anderen aufgezählten Orten als besondere „mut. *minor*" bezeichnet, sie aber gerade damit doch als Angehörige der Art *T. carinata* seinerseits anerkannt.

ende hin aufweisen. Gegenüber der gekennzeichneten Variabilität im südlichen Frankreich wäre das eine Bagatelle, und ich vermag nicht zu übersehen, ob bei mediterranen Stücken nicht gelegentlich dieselbe Anordnung auftreten kann.

Ich erklärte früher bereits, daß die mir vorliegenden Stücke noch genauer mit *Toucasia carinata*, var. *compressa* Paqu. zu identifizieren sind. Doch ist mir in diesem Falle wieder zweifelhaft, ob die Abtrennung gerechtfertigt ist. In der scheibenförmig abgeplatteten Seite sehe ich keine immanente Eigenschaft, sondern eine durch Aufwachsung und Untergrundsverhältnisse von außen aufgezwungene Abweichung. Es ist in dieser Beziehung interessant, worauf bereits Dietrich bei Beschreibung und Benennung seiner *Nerinea toucasiaephila* die Aufmerksamkeit lenkte, daß die Toucasien verhältnismäßig häufig den Schalen dieser platten großen Schnecke aufgewachsen sind. Anderwärts wären sie natürlich durch jeden sonstigen einigermaßen ebenen (unverzierten) Gegenstand zu ersetzen. Eine Symbiose in diesen Beziehungen zu erblicken, liegt wohl kein Anlaß vor. Eher dürften bereits leere Gehäuse in solcher Weise besiedelt worden sein, da es an anderen festen Stützpunkten abseits der Korallenriffe in dem nur von winzigen Foraminiferen noch besonders erfüllten Kalkschlamm mangeln mochte. Ohne damit eine Kritik üben zu wollen, würde sich also das mir vorschwebende biologische Verhältnis beider Mollusken treffender durch den Ausdruck „*nerineaephila*" kennzeichnen lassen.

Daß die *Toucasia* nicht unbedingt auf andere Schalen angewiesen war, erweist neben den frei herausgewitterten Exemplaren ein Gesteinsstück, in dem ein ganzes Nest der Art enthalten ist, das sie also in situ zeigt. Die gleichfalls zahlreich darin liegenden großen Nerineen-Schalen zeigen nur die faunistische Vergesellschaftung am Boden des Urgon-Meeres an.

Mehr als ein Dutzend doppelklappige Schalen wurden mit den gleichfalls in Menge herumliegenden Nerineen am Zusammenfluß von Kihendje und Mavudyi bei Kidete oberflächlich aufgelesen (Tafel XXX, Fig. 3). Von anderen Fundorten ist die ohne Zweifel reich vertretene Form bisher nicht bekannt geworden. Ein Beweis, wie mir scheint, daß unsere Aufsammlungen nur erst Stichproben aus einem an höchst interessanten Fossilien reichen Gebiete darstellen. (Vgl. J. Böhm über „kretaz. Versteinerungen aus dem Hinterlande von Kilwa-Kivindje" in der Zeitschr. d. Deutsch.

geol. Ges., Mon.-Ber. Bd. 64, 1912, S. *211*. Dort werden zwei Arten von *Toucasia* von der Karawanenstraße bei Migerigeri und Mwaswa aus der Tornauschen Aufsammlung angegeben, aber nicht namentlich bestimmt.)

Ein Stück freilich liegt aus unmittelbarer Nachbarschaft, von Machembe am Mavudyi (Fundort 59) vor, das ich hier anreihen möchte, das aber besonderer Besprechung bedarf.

Bei den bisher genannten Stücken gelang es nämlich infolge fester Verbindung beider Schalenhälften nicht, das Schloß freizulegen. Die Bestimmung leidet in diesem Falle nicht darunter, die äußeren Merkmale sind deutlich genug. Das Stück von Machembe aber ist eine lose rechte, d. h. Deckelklappe. Trotz einiger Beschädigung liegt so die Schalenöffnung vollkommen präpariert vor. Ich möchte es gleichfalls als *Toucasia carinata* ansprechen. Denn es stimmt in allen wesentlichen Zügen wie auch in der Größe mit der Abbildung Paquiers (1903, Taf. V, Fig. 2) überein. Besonders scheint mir auch die eingesenkte Ansatzfläche für den vorderen Muskel charakteristisch, obwohl Paquier meint, der ganze Schloßapparat variiere bei den Toucasien der Gruppe *T. carinata* (*T. Seunesi*, *transversa* etc. und im Gegensatz zur Gruppe der *T. santanderensis*) nur unwesentlich. Der hintere Muskelansatz ist nach Paquier selbst innerhalb der Art vom Größenwachstum der Schale abhängig. An unserem Stück ist er nur mehr in seinem obersten Ende erhalten. Die beiden Zähne und die dazwischenliegende Grube, die Stellung des Wirbels und die Umrisse der Schale sind genau wie bei Paquiers abgebildetem Exemplar. Recht abweichend dagegen erscheint Douvillés Wiedergabe von der Schalenöffnung der gleichen Art (1887, Taf. XXVIII, Fig. 2 b), zumal in der Entwicklung des hinteren Zahns. Ich muß mich da an die jüngere Darstellung halten und mein Stück danach als *Toucasia carinata* bezeichnen. Daran kann mich auch nicht hindern, daß es größer ist, als die Oberklappen der übrigen Stücke vom benachbarten Fundort. Paquier gibt ja von seiner *T. carinata* var. *compressa* an, daß sie an bestimmten Lokalitäten stärkere Dimensionen erreicht.

Toucasia carinata kommt nach Kilian (Lethaea, S. 388) „besonders im mittleren und oberen Urgon“ vor. Damit stimmt Paquiers Angabe (Les rudistes urgoniens, Teil I, 1903, S. 43) überein: *Toucasia carinata*, var. *compressa* „est particulièrement abondante au Rimet et au Fas dans la couche à *Matheronia Virginiae*; elle appartient

donc à l'Aptien". (Über *Matheronia Virginiae* lesen wir auf S. 23: „le niveau de cette espèce est assez aisé à fixer, elle apparaît avec l'Aptien inférieur ou Bedoulien, mais semble n'avoir son maximum de fréquence qu'à la partie supérieure de cette zone"). Derselbe Autor widerspricht sich aber, wenn er später (Teil II, 1905, S. 96) erklärt, die genannte Varietät charakterisiere speziell das Ober-Aptien. Schon durch die gegen die systematische Selbständigkeit der „Varietät" ausgesprochenen Bedenken würde ja indessen auch die stratigraphische Einschränkung hinfällig. Douvillé (Bull. soc. geol. Fr., Bd. 28, 1900, S. 227) erklärt denn auch wieder: „c'est au niveau de l'Aptien inférieur que viennent se placer les Rudistes bien connues de l'Orgon, *Toucasia carinata*, *Requienia ammonia*, *Matheronia Virginiae*, nombreux *Monopleura* ..." etc. Danach wäre *Toucasia carinata* also auf das Aptien beschränkt und die ältere Angabe Paquiers (Bull. soc. géol. Fr., ser. 4, Bd. I, 1901, S. 286), wonach die gleichen Typen, vor allem auch *T. carinata* in Bulgarien dem Barrème angehörten, müßte als durch die neueren Ausführungen des Autors zurückgenommen angesehen werden. Daher ist auch zu der Tabelle bei Haug (Traité de géol. II, S. 1169) schwer Stellung zu nehmen, in der *Requienia ammonia* und *Toucasia carinata* dem Barrème zugerechnet werden und *Matheronia Virginiae* erst mit dem Apt erscheint. In England, wo *Touc. carinata* in nicht als Urgon anzusprechenden Schichten auftritt, muß aber das Barrèmealter doch wohl seine Richtigkeit haben.

Die Frage ist für uns von einiger Wichtigkeit, denn im Kiturikamassiv tritt *Touc. carinata* ganz unten an der Basis der Urgon-Fazies unmittelbar über der *Trigonia Schwarzi* auf. Müssen wir also in ihr eine reine Urgo-Aptien-Form sehen, so müßte die Schwarzi-Schicht noch das ganze Barrème mit umfassen und die Urgon-Bildungen begännen hier erst mit dem Aptien. Dazu ließen sich auf der iberischen Halbinsel Parallelen finden. Einstweilen hege ich aber gewichtige Zweifel daran und sehe auch in unseren afrikanischen *Toucasia carinata*-Funden auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse Barrème-Formen.

Apricardia? sp.

Deckelklappe.

In dem Orbitolinen-Kalk von Machembe (Fundort 59) befand sich ein Schalenbruchstück einer nicht sicher zu

ermittelnden Pachyodonten-Form. Mit Bestimmtheit läßt sich der Rest als Deckelklappe erkennen. Die Einrollung des Wirbels ist nicht mehr erkennbar, daher zunächst nicht leicht zu sagen, ob es sich um eine rechte oder linke Schale handelt. Vergleiche mit reichem Material und genaues Studium der einzelnen Elemente lassen es mir nicht mehr zweifelhaft erscheinen, daß die rechte Klappe einer *Apricardia* vorliegt. Doch fehlen endgültige Beweismittel. Da verschiedene Elemente an dem Stück nicht mehr vorhanden sind, ist es nicht einfach, die übriggebliebenen klar zu deuten. Zwischen den rechts und links gedrehten Deckelklappen der Pachyodonten treten ja einige sehr interessante Konvergenzen auf, Muskelleisten und Zahnbildungen werden zum Teil einander recht ähnlich und können nur aus den Lagebeziehungen zum ganzen Schloß endgültig erkannt werden.

Apricardia? sp.

Unterschale.

Ein anderes Stück, das ich auf *Apricardia* zu beziehen geneigt bin, stammt aus der Umgebung Makangagas im Kilwa-Bezirk, ohne daß ich den genaueren Fundort angeben könnte. Es ist ein Torso von einer recht großen Form, und zwar in diesem Falle das Bruchstück einer linken, d. h. Unterschale. Weder Schloß noch Wirbel sind erhalten. Es wäre also an Bestimmung überhaupt nicht zu denken. Auf der gewölbteren Seite aber haftet auf der seidig faserigen, nur stellenweise porzellanartig kompakten, weißen Unterlage noch eine zweite gleichfalls seidig glänzende, dünnere Schicht, die einen Hinweis enthalten könnte. Futterer beschreibt nämlich bei *Apricardia Pironai*[10]) und *Apr. tenuistriata*[11]) die eigenartige Schalenstruktur und das Zustandekommen der verschieden starken Dunkelfärbung in den einzelnen Lagen. Ein Vergleich mit seinen Originalen gibt überraschende Übereinstimmung mit den meinigen in dieser Beziehung. Nun ist freilich noch nicht erwiesen, daß diese Erscheinung ein Gattungsmerkmal sei. Beispielsweise läßt sich bei Toucasien, die ja nach Futterer und Douvillé auch sonst äußerlich von *Apricardia* nicht zu trennen sind,

---

[10]) Futterer, Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Sta. Croce in den Venetianer Alpen. Palaeont. Abh. 1892. S. 81.

[11]) Futterer, Über einige Versteinerungen aus der Kreideformation der Karnischen Voralpen, ebenda, 1896, S. 17.

Ähnliches finden. Es bedürfte da größeren Materials. (Vgl. auch SCHNARRENBERGER, Ber. Naturf. Ges. Freiburg 1901.) Solange mir die Erscheinung nicht auch bei anderen Gattungen bekannt sind, möchte ich jedenfalls das vorliegende fragwürdige Stück daraufhin als *Apricardia*-Rest bezeichnen. Auch die offenbar starke Einkrümmung spricht dafür. Ein Kiel ist nicht vorhanden, der Typ der *Apr. Pironai* kommt also nicht in Frage.

Monopleuridae.

nov. gen.

Taf. XXXI, Fig. 1 a—b.

Höhe der kegelförmigen Schale: 5,5 cm,
Größter Durchmesser der Schalenöffnung: 9,5 cm.

Mir liegt in vortrefflicher Erhaltung die rechte (Unter-) Schale einer Form vor, welche Merkmale aller Gattungen der *Monopleuridae* an sich trägt und doch mit keiner vereinigt werden kann infolge eines besonderen Kennzeichens. Einen Namen vorzuschlagen enthalte ich mich, da mir die Oberklappe fehlt, und erst ein volles Studium der Schale über die formelle Einreihung als Gattung oder Untergattung und die wahren verwandtschaftlichen Beziehungen eine Entscheidung treffen lassen kann. Um ein halbes nomen nudum möchte ich die Literatur nicht bereichern.

An *Monopleura* selbst, und zwar an *M. trilobata*, erinnert trotz der beträchtlichen Größenmaße stark die Ausprägung der Hinterseite: zwei kräftige Furchen laufen vom Wirbel an quer nach hinten und aufwärts bis an den hinteren Schalenrand. Der Wirbel selbst und die Vorderseite lassen keine Skulptur mehr erkennen, da hier das Tier mit breiter Fläche aufgewachsen war. Deutliche Anwachsstreifung zieht rings um die konische Schale und wird durch die genannten Furchen in ein wellenförmiges Auf und Ab versetzt.

Betrachtet man die Schale von der Öffnung aus, so ergibt sich, abgesehen vom Wirbelteil, ein Anblick wie bei gewissen *Himeraelites*. In der Tat ist die Übereinstimmung beispielsweise mit *Him. Douvillei* DI STEF., wie ihn PARONA (Mem. r. comit. geol. d'Italia Bd V, Teil 1, 1909. Mte. d'Ocre-Fauna, Taf. XIX, Fig. 5) abbildet, derartig, daß ich lange versucht war, die Identifikation zu wagen. Vielleicht ist bei einer Form der Wohnraum des Tieres im Verhältnis zu der Grube des Vorderzahns etwas größer, doch kann da in der Abbildung PARONAS eine Täuschung durch

die nicht fortpräparierte Gesteinsmasse im Spiele sein. Im übrigen sind die Umrißlinien, die Einzelheiten der vorderen und hinteren Muskel-Ansatzstelle, die Proportionen dieser Teile und selbst die Dimensionen denjenigen der vorliegenden Schale zum Verwechseln ähnlich. Nicht nur weicht aber die Seitenansicht beträchtlich ab, sondern die Form Paronas zeigt die Grube für den hinteren Zahn und dessen darin steckenden Rest selbst aufs deutlichste. (Einen Deutungs- und Zeichenfehler vorauszusetzen liegt nicht der geringste Grund vor.) In dieser Beziehung besteht nun aber an dem vorliegenden Stücke ein fundamentaler Gegensatz.

Eine Grube für den hinteren Zahn ist kaum angedeutet. Eine schwache Vertiefung zwischen dem Kardinalzahn und dem etwas erhöhten Wirbelrande muß sie vertreten.. Darin prägt sich nun die Verwandtschaft mit *Gyropleura* und vor allem *Valletia* aus. Douvillé hat in seiner klaren Analyse der hierher gehörigen Formen (Sur quelques formes peu connues de la famille des Chamidés. Bull. soc. geol. Fr. III sér. Bd. XV, 1886—87, S. 768—770) dargelegt, wie bei diesen beiden Gattungen der hintere Marginalzahn der Oberklappe verkümmert, bei *Valletia* nahezu gänzlich verschwindet. Dementsprechend tritt natürlich auch die zugehörige Grube in der Unterklappe zurück. Daß dort der Unterschied zwischen den beiden Gattungen weniger scharf ist, geht aus dem Ausdruck hervor: „en résumé, on peut dire que le genre Gyropleura a une valve inférieure de Valletia et une valve supérieure de Monopleura“. Auf Kosten der Zahngrube erweitert sich gegenüber *Monopleura* und *Hemiraelites* die hintere Muskelplatte. Sie erstreckt sich bis unter dem Wirbel. Das ist auch bei der vorliegenden Form zu sehen, und man kann in dieser kräftigen Entfaltung des Muskels vielleicht den Grund für die Verdrängung des betr. Schloßzahns sehen, dessen Funktion der vordere mit übernehmen muß.

Könnte man danach aber im Zweifel sein, ob wir es hier mit *Gyropleura* oder mit *Valletia* zu tun haben, so tritt sehr auffällig noch ein weiteres Element auf, das m. E. die Hinzurechnung zu einer schon bekannten Gattung erschwert oder verbietet. Leider ist gerade an diesem entscheidenden Teil der Schale ein Stück abgesprungen. Auch das ist ein Grund, mir in der Aufstellung einer neuen Gattung Zurückhaltung aufzuerlegen.

Die hintere Zahngrube und die hintere Muskelplatte werden nämlich durch eine wandartige Leiste voneinander

getrennt[12]). Sie lehnt sich an den Kardinalzahn an, liegt in einem Winkel von etwa 45° schräg über der Muskelplatte und ging am anderen Ende offenbar in den hier teilweise herausgesprungenen Schloßrand über. So, wie sie jetzt frei in die Luft ragt, macht sie einen etwas unnatürlichen Eindruck. Die Untersuchung zeigt aber, daß es sicht nicht etwa um einen in das Schloß geratenen Fremdkörper handelt, sondern tatsächliche Verbindung mit der Schale an allen Berührungspunkten stattfindet. Hinsichtlich der Deutung vermag ich mir einstweilen nur vorzustellen, daß es sich um eine weitere Kräftigung des Muskels handelt. Nachdem er den verfügbaren Raum durch Verdrängung der Zahngrube ausgefüllt hat, hat er sich auch auf der Oberseite einen Anhalts- und Stützpunkt geschaffen und greift nun gewissermaßen in eine Tasche ein, die nach der durch die Aufwachsung geschaffene Lage der Schale zu urteilen, senkrecht nach oben offen stand. Man kann darin eine auf anderem Wege erreichte Analogie zu den Verhältnissen in der Oberschale der links aufwachsenden *Apricardia* erblicken. Dort schiebt sich die Leiste des hinteren Muskels tief in den Wirbelteil der Intestinalhöhlung hinein (vgl. Douvillé, l. c. Taf. XXVIII, 3 u. 4), d. h. die Erweiterung erfolgt dort auf Kosten des Wohnraums. In unserem Falle ist der Wohnraum nicht nur recht weit, sondern auch von beträchtlicher Tiefe. Dem vorderen Muskel ist auf dem breiten und langen Schalenrande ein weites Angriffsfeld geboten.

Ich sehe nach dem Gesagten in dem vorliegenden Fundstück den Vertreter einer neuen Monopleuriden-Gattung, die den durch *Monopleura* (bzw. *Himeraelites*)—*Gyropleura* —*Valletia* gegebenen Entwicklungsgang gleichsinnig fortsetzt und damit zu einem Typ führt, der in jeder Klappe nur einen Zahn und dementsprechende Grube besitzt.

Ich stehe damit freilich in einem Gegensatz zu Douvillé und Paquier. Diese beiden ausgezeichneten Forscher wollen in *Valletia* den Übergang zwischen den links („normal")

---

[12]) Nur in einem Falle kenne ich Ähnliches. Das ist *Polyconites operculatus* Roull. in der Abbildung, die Douvillé in der obenzitierten Arbeit auf Taf. XXXI, Fig. 2, gibt. Nur scheint dort die Leiste senkrecht zu stehen. Leider schenkt ihr der Autor im Text gar keine Beachtung und die Zeichnung genügt nicht zu genauerem Vergleich. In Einzelheiten zeigt die betr. Schale manche Abweichung. Ob sich aber hier nicht eine Verbindung zwischen Monopleuriden und Caprotininen herstellen ließe?

aufgewachsenen Diceratiden und den rechts („invers") aufsitzenden Formenreihen sehen. Der sehr zurücktretende hintere Zahn (entsprechend oben auch Zahngrube) erscheint ihnen als ein primitives an *Heterodiceras* anknüpfendes Merkmal. Die Entwicklung ginge von *Valletia* zu *Gyropleura* einerseits und von *Heterodiceras* direkt oder gleichfalls über *Valletia* zu *Monopleura* andererseits. Da die Gattungen *Valletia*, *Gyropleura*, *Monopleura* nahezu gleichzeitig im Valanginien erscheinen, wäre also auf stratigraphischem Wege über die Richtung der Schloßentwicklung nichts auszumachen. Paquier selbst aber hat Bedenken hinsichtlich des reichen Auftretens von *Monopleura* in der Fauna von Cernavoda, in der *Valletia* noch sehr spärlich vertreten ist. Danach muß er *Monopleura* „en quelque sorte le préceder dans la faune de Cernavoda" (1905, S. 50) nennen.

Habe ich mit der Deutung der bei meinem Stück auftretenden Leiste das Richtige getroffen, so könnte dies nicht gut der Ausgangspunkt der Entwicklung sondern nur ein schon spezialisiertes Stadium sein. Das Augenmerk wäre auf die Entfaltung des hinteren Muskels, nicht des Zahnes[13]) zu lenken und die Entwicklungsrichtung gerade die entgegengesetzte, wie ich das andeutete. Mit dem freilich noch lokalen stratigraphischen Befund würde sich meine Ansicht also besser in Einklang befinden.

Das Stück stammt von Machembe am Mavudyi im Kiturika-Gebirge (Fundort 59). *Valletia* ist im Neokom, besonders im oberen Valanginien, bekannt geworden, *Gyropleura* beginnt gleichfalls im Valanginien, findet ihre Hauptentwicklung im Cenoman und reicht bis in die obere Kreide auf. Auch *Monopleura* tritt nicht eher als diese beiden auf, ist besonders stark im Urgon vertreten und hält sich bis ins obere Senon. Die hier angekündigte neue Gattung gehört mindestens dem Barrême, wahrscheinlicher dem unteren Apt, sicher dem typischen Urgon an. (s. unten.)

Himeraelites Liederi nov. sp.

Taf. XXX, Fig. 1 a—b.

1888 Di Stefani: Stud. stratigr. e paleontol. sul sist. cretac. della Sicilia. I: gli strati con Caprotina del Termini-Imerese. Atti r. Acad. d. Sc. X. Palermo.

---

[13]) Für Zahn-Rückbildung könnte die Reihe *Plagioptychus*—*Sphaerucaprina* ein zweites Beispiel und damit eine Parallele abgeben.

1909 Parona: „Fauna coralligena Cretac. dei Monti d'Ocre (Abruzz. aquilano)“. Memorie descriz. carta geol. d'Italia V. Rom. S. 171—182.

Höhe 5,2 cm. Länge: 5,6 cm.

Beschreibung: Ein starker, dreieckig-pyramidenförmig zugespitzter Vorderzahn und ein stumpferer, weniger weit vorspringender, aber gleichfalls kräftiger Hinterzahn sind durch eine tiefe, nach oben schmäler werdende Zahngrube getrennt. An den hinteren Zahn schließt sich, kaum durch einen Absatz getrennt, eine viertelkreisförmige, über dem Schalenrande weit erhabene Muskelleiste an, die die Zahngrube auch von unten her umfaßt. Deutlich gegen den großen Zahn abgesetzt erscheint dagegen die vordere Muskelleiste, die ihn nach oben hin spitz zulaufend umzieht. Unter ihr und dem Zahn öffnet sich eine umfangreichere, aber nicht tiefere zweite Grube, der kärgliche Wohnraum des Tieres. Sie hat stark abgerundet dreieckigen Umriß und wird beiderseits von den Muskelleisten erreicht. Der Schalenrand tritt infolge einer Einbuchtung nahe an sie heran, während er längs der Muskelleisten breite flache Streifen bildet. Zwischen der vorderen Muskelleiste und einer randlichen Aufwölbung erscheint der Streifen relativ etwas eingesenkt: die erste Andeutung einer akzessorischen Grube, wie sie bei *Caprotina* und *Sellaea* erscheint!

Die Einschnürung des Unterrandes steht im Zusammenhang mit einer Furche, die vom Wirbel über den Rücken der Schale ziehend diese in zwei ungleiche Teile zerlegt. An ihr scheint nicht selten ein Bruch zu erfolgen, so daß man die kleinere vordere Hälfte in abgerollten Trümmern der koralligenen Riffkalke findet. Die Einrollung des Wirbels ist — wohl infolge späterer Abwetzung — kaum erkennbar. Auch die kleine Ligamentfossula über dem Hinterzahn ist nur in einem Exemplar schwach angedeutet.

Beziehungen und Vergleiche: Die von Parona und di Stefano unterschiedenen Formen weichen untereinander zum Teil selbst nur wenig ab. Es kann fraglich erscheinen, ob bei so kräftig wuchernder Schalenbildung so feine Artscheidungen berechtigt sind. Da der Weg einmal beschritten ist, kann auch ich die vorliegenden Formen nicht bei schon beschriebenen Arten unterbringen, zumal sie einander auffällig gleichen, also doch eine gewisse Konstanz beweisen. Am nächsten stehen m. E. *H. mediterraneus*, *frontonis*, *vultur*. Die letztere ist höher im Vergleich zur

Länge. Bei *H. mediterraneus* werden Vorderzahn und Vorderleiste von unten her durch den Wohnraum getrennt, doch steht diese Form vielleicht unter den verwandten an erster Stelle, vor allem auch wegen der Furche auf dem Schalenrücken. Bei *H. frontonis* ist der Wirbel viel höher aufgebaut.

Anzahl der Exemplare: 2½ linke Schalen aus der LIEDERschen Sammlung. In gerollten Trümmerstücken scheinbar nicht selten. (z. B. Coll. Reck II, 65 d.)

Vorkommen: Kiswere, Deutsch-Ostafrika. „Aus dem Nummulitengestein" fügt LIEDER auf dem Begleitzettel ausdrücklich hinzu. Ich habe keinen Grund, an der Genauigkeit und Gewissenhaftigkeit seiner Beobachtungen zu zweifeln. Es bleibt also nur die Möglichkeit übrig, daß die Schalen (nur die leichteren Deckelklappen liegen vor!) durch Aufarbeitung oder als Geschiebe sekundär ins Tertiärmeer hineingeschwemmt seien. Ist die Erhaltung auch recht gut, so ist doch eine Spur von Abrollung vielleicht vorhanden. Das ausfüllende Gestein war sicherlich ursprünglich anhaftende Masse, ein dichter Kalk, wie er die Urgon-Fazies charakterisiert. Wir sind indes bisher genötigt, die ursprüngliche Ablagerung als Cenoman, und zwar wohl Unter-Cenoman[14]), anzusprechen. Eine typische „Urgon"-Form hätten wir demnach nicht vor uns.

Caprinidae

Gen. ind. *Caprinidarum*, aff. *Caprinula*.

Taf. XXXII, Fig. 1 a—b, 2, 3.

Vier Schalenbruchstücke, drei obere, ein unteres, die Herr Prof. JANENSCH in der „Nerineen-Schicht" von Pilepile am Nambawala aufsammelte und die mit den Schalen der massenhaft auftretenden kleinen Actaeonellen zum Teil noch erfüllt sind, lassen durch die reichen Radialkanäle ihrer Wandungen ihre Zugehörigkeit zur Familie der Capriniden deutlich genug erkennen. Indem diese Kanäle sowohl Ober- als Unterschale auszeichnen, nicht nur den Schloßrand, sondern die ganze Schale bis zum Wirbel, und zwar wiederum Ventral- und Dorsalseite in mehr als einer Reihe erfüllen, lassen sie erkennen, daß wir bereits hochspezialisierte Typen vor uns haben. An der Zugehörigkeit der vor-

---

[14]) DOUVILLÉ: Distribution géogr. des Rudistes etc. Bull. soc. géol. Fr. 3. Sér., Bd. XXVIII, 1900, S. 228—29.

handenen Reste zu einer Form zu zweifeln, sehe ich, zumal im Hinblick auf die Schalenstruktur, keinen Grund. Erweisen läßt sie sich freilich auf Grund des Erhaltungszustandes nicht.

Leider ist vom Schloß gar nichts vorhanden. Eine einwandfreie Bestimmung auch nur der Gattung ist daher ebenfalls nicht möglich. Doch ergeben sich immerhin gewisse Anhaltspunkte zur Einschränkung der Wahl.

Soweit die Reste erkennen lassen, ist die Unterschale lang, mehr zylindrisch als konisch gebaut mit abgerundet dreieckigem Querschnitt, die Oberschale dagegen stark gewölbt, doch bleibt der Wirbel frei, d. h. er legt sich nicht an die Schale an. PAQUIER nennt solche Gestalt treffend „capuloid"[15]. Beide Schalen sind durch eine Längsfurche ausgezeichnet, die, am Wirbel beginnend, über die Ventralseite der Oberschale bis zum Schloßrande läuft und dort offenbar zur Unterschale ohne Unterbrechung übertritt. Sie ist vielleicht noch genauer als eine flache, breite Einsenkung der Oberfläche zwischen zwei abgestumpften Längskanten zu kennzeichnen. Die Oberklappe zeigt deutlich eine Längsscheidewand, die zur Ventralseite hinüberzieht. Die Unterschale dagegen läßt einen Querboden erkennen, dessen Rundung allein das Oben und Unten des Fragments zu unterscheiden erlaubt. Eine der Oberklappen trägt auch noch Reste der äußersten, sehr dünnen Schalenhaut. Dort zeigt sich — an angewitterten Stellen gegittert durch dichtliegende Anwachsstreifen — eine sehr feine und charakteristische Skulptur, bestehend aus Längsrippen, von denen je die 6. bis 8. an Stärke wesentlich hervorragt und damit deutliche Gliederung hervorruft. Abgesehen von dieser Zwiespältigkeit der Rippen ist als einigermaßen ähnliche Erscheinung die Streifung bei FUTTERERS *Orthoptychus striatus*[16]) aus der oberen Kreide der Venetianer Alpen zu erwähnen. Der Querboden der unteren Schale erinnert durchaus an die Kammerscheidewand eines *Nautilus*, und findet sein Analogon in den konzentrischen Abscheidungen bei *Caprina*. Diese Gattung ist aber nach Maßgabe des vorliegenden komplizierten Kanalsystems hier ebenso ausgeschlossen, wie *Schiosia* und *Cornucaprina*.

---

[15]) Äußerlich ähnlich ist *Caprinula anguis* ROEM b. DOUVILLÉ, sur quelques rudistes américains. Bull. soc. géol. Fr. 3. Sér., Bd. XXVIII, 1900, S. 220.

[16]) Palaeontol. Abh. VI. 1892. S. 91—94, Taf. VII. 1.

Ichthyosarcolites, der in der Spezies *I. triangularis* entsprechenden Querschnitt aufweist und in einer anderen Art, die PAQUIER[17]) abbildet, äußerlich recht ähnlich werden kann, scheidet wegen des hier vorhandenen „Septums" in der Oberschale aus. Noch mehr verführt der äußerliche Anblick von PAQUIERS Abbildungen[18]) der Pachytraga-Exemplare, die in der ganzen Gestalt überraschende Ähnlichkeiten mit unserer Form gehabt haben müssen. Der Schalenbau dieser zu den Caprotinen gehörigen Gattung verbietet aber jeden näheren Vergleich. *Polyconites* weicht durch seine flache, deckelförmige Oberklappe stark ab, *Offneria* durch die sehr gedrungen-kurze Unterschale. *Cornucaprina* soll in der Unterschale ein Septum[19]) haben, dessen Bedeutung freilich rätselhaft wäre, von dem hier jedenfalls nichts zu sehen ist.

Zur engeren Wahl blieben *Caprinula*, *Plagioptychus* und *Orthoptychus*. Die beiden letzteren, in ZITTELS Grundzügen übrigens als synonym geführt, unterscheiden sich durch akzessorische Gruben und Höhlungen im Schloßapparat, über deren Vorhandensein oder Fehlen hier ein Urteil nicht möglich ist. Soweit das Kanalsystem aber Entscheidung erlaubt, glaube ich die für sie stets als charakteristisch angesprochene Schalenstruktur nicht erkennen zu können, wenn auch hier und da eine Gabelung der Kanalwände auftritt. Sicher liegen ganze Bündel von Kanälen, nicht nur eine einzige Reihe vor. Der Schalenquerschnitt aber läßt nur eine unregelmäßige Anordnung erkennen. So spricht zwar nichts unbedingt für *Caprinula*, aber auch nichts gegen diese Gattung. Man wird also bei ihr die vorliegenden Fragmente vorläufig belassen müssen. Auf Speziesmerkmale einzugehen, hätte bei diesem Stand der Dinge keinen Sinn.

So unbestimmt also die systematische Stellung leider noch ist, geben die Capriniden-Fragmente doch immerhin in stratigraphischer Hinsicht viel zu denken. *Caprinula* so-

---

[17]) PAQUIER: Les rudistes urgoniens, Teil II, 1905. Mém. soc. géol. Fr. Taf. IX, 8—9.

[18]) ebenda, Taf. VIII, 1—3.

[19]) Der oft gebrauchte Ausdruck Septum für die vom Vorderzahn der Oberschale zum hinteren Muskel oder Ventralrand ziehende Leiste ist nicht sehr glücklich. Diese Wand trennt die Hauptzahngrube vom Wohnraum des Tieres ab, zwei Höhlungen also, die ihrer Entstehung nach nichts miteinander zu tun haben, nicht etwa durch nachträgliche Trennung aus einem Hohlraum hervorgegangen sind.

wohl wie *Plagioptychus* sind Cenoman- und Turon-Formen[20]). Höheres Alter kann danach zunächst auch für unsere Stücke nicht leichthin vorausgesetzt werden. Sie gehörten dann nicht mehr zur eigentlichen Urgon-Fauna im stratigraphischen Sinne. Nun ist aber die Schicht, aus der sie stammen, völlig einwandfrei festzustellen durch die gleichsam als das Muttergestein anhaltenden Actaeonellen und Nerinellen. Es ist das eine Bank, die fast unmittelbar über der neokomen *Trigonia Schwarzi*-Schicht im unteren Namgaru-Tale folgt. Zwischen stratigraphischem und paläontologischem Befund klafft also ein Widerspruch, über den noch zu sprechen sein wird.

Ostreidae.

Exogyra sp. ind.

Ein mit Exogyren-Schälchen dicht erfülltes Gestein las ich noch über den Höhlen von Noro im Kiturika-Gebirge bei Mitomoni auf. Es ist das wohl der höchste fossilführende Horizont innerhalb der ganzen Schichttafel der Lindi-Formation. Unmittelbar darüber begann die hier nur dünne Decke junger, roter Sande. Die *Toucasia carinata*-Zone ruht tief drunten in der Sohle des Mavudyi-Tals. So wäre es hier besonders erwünscht, etwas über das Alter der höheren Lage zu erfahren. Leider reicht indessen das Handstück zur Beantwortung dieser Frage keineswegs aus.

Es ist ein heller, weißer, dichter Kalk. An frischen Bruchstellen ist von einem Fossilgehalt nichts zu sehen. Dennoch steckt das Gestein voll davon; denn an sämtlichen Abwitterungsflächen treten die gleichfalls kalkigen und daher leider nicht heraus zu ätzenden Schalen infolge brauner Färbung deutlich und klar hervor. Freilich sind sie auch selbst dann schon angefressen genug, um über manche Einzelheit der Form im unklaren zu lassen.

Es läßt sich nur feststellen, daß es kleine, 1 bis 1½ cm lange, stark halbkreisförmig eingekrümmte und eingefaltete Formen sind. Eine Bestimmung ist kaum möglich. Toula, der sich mit den Exogyren der unteren Donauländer (Dobrudscha) genauer befaßte, kam schließlich nur zu dem Ergebnis, daß er einen großen Teil seiner Funde, statt sie unter zahlreichen schon aufgestellen Arten aufzuteilen, unter dem Namen *Exogyra polymorpha* zusammenfaßte. —

[20]) Zu bedenken ist, daß auch im europäischen Urgon unsere Kenntnisse noch zuweilen unzureichend erscheinen. Caprinideen konnten in jüngerer Zeit auch schon im Barrême nachgewiesen werden. (Kilian, Lethaea, S. 375.)

Bei morphologisch so stark vom Untergrunde abhängigen Gestalten ist eine Entscheidung systematischer und damit stratigraphischer Art nur möglich bei wesentlich reicheren und günstiger erhaltenem Material als zur Verfügung steht. Interessant zu sehen ist es höchstens, daß auch Austernriffe sich gelegentlich am Aufbau der zoogenen Riff-Fazies beteiligen.

Brachiopoda

Rhychonella Dietrichi nov. sp.
Höhe 7 mm, Breite 7,5 mm.
Taf. XXXI, Fig. 2a—c.

Zwar liegt mir nur ein Exemplar vor, aber es ist so ausgezeichnet erhalten, daß ich glaube, die Begründung einer neuen Art daraufhin verantworten zu können. Ich widme sie meinem Kollegen und Freunde Dr. W. O. Dietrich, dem ich viel anregende Mitarbeit in der Verwertung des Wirbellosen-Materials aus Deutsch-Ostafrika verdanke.

Wie die Maßangaben zeigen, ist es eine kleine Form, nur wenig breiter als hoch. Die Skulptur ist einfach: 3 (ventral) bzw. 4 (dorsal) Rippen gehören dem Mittelteil der Schale an, je 4—5 den äußeren Flügeln und je 1 gibt die Abgrenzung zwischen den Teilen an. Die Gesamtheit beträgt also ca. 16—18 Rippen. Diese stellen sich jedoch erst nach dem Schalenrande zu ein, so daß die dem Wirbel benachbarte Hälfte so gut wie glatt bleibt. Auch ist der Sinus nur sehr schwach eingesenkt, auf der Dorsalklappe ist ein ihm entsprechender Wulst überhaupt nicht ausgeprägt. Nur die leichte Einziehung des Schalenrandes läßt den Mittelteil deutlicher abgrenzen. Der Schalenrand des Hinterendes hat halbkreisförmige Rundung. Die Dorsalklappe ist stärker gebaucht als die ventrale.

Unter den in Kilians Liste der Urgonfauna angeführten Rhynchonellen kommt in Größe, Gestalt und Berippung keine für näheren Vergleich in Frage. Auch die von ihm erstmalig abgebildete *Rh. Bertheloti* (S. 361, Taf. XI, 10) ist durch größere Rippenzahl und scharfe Ausbildung der Rippen bis zum Wirbel deutlich genug unterschieden. Wenn auch in Jacob und Fallots dankenswerter Monographie (Sur les Rhynch. portland., néocom. et mésocrétacées. Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges. Bd. 39, 1913, S. 63, Taf IX, 7—10) einige Abbildungen der Art der vorliegenden Form nahezukommen scheinen, so bestätigt ihre Beschreibung doch zur Genüge die Abweichungen (ca. 40 Rippen, etwas größere

Dimensionen usw.). Kaum größer als die unsrige und von gleich geringerer Zahl der Rippen ist eine *Rhynchonella*, die BROILI (Fauna der Orbitolinen führenden Schichten der untersten Kreide in der Krim. Abh. Bayer. Akad. math.-phys. Kl. Bd. 21, 1902, S. 606, Taf. I, 2) der *Rh. subvariabilis* DAV. zuzurechnen geneigt ist (die Type dieser Art selbst kommt wegen ihrer Größe und eigenartigen Skulptur nicht in Betracht). Doch erscheinen die Rippen im Verhältnis stärker, reichen auch höher hinauf bis dicht unter den Wirbel. Am ähnlichsten unter allen Rhynchonellen scheint mir noch die *Rh. Cuvieri* aus dem Turon, da bei ihr der Wirbelteil in ähnlichem Umfang von Berippung frei zu bleiben pflegt und die Dimensionen etwa die gleichen sind, wie in unserem Falle. Doch auch hinter ihr bleibt die ostafrikanische an Zahl der Rippen zurück. Sie ist daher als neue Art genügend abgegrenzt.

Fundort: Urgon-Kalk des Ndalakasha-Hügels bei Makangaga im Kilwa-Bezirk (Fundort 56).

Foraminifera.

Orbitolina lenticularis BLUMENB.

1884/89 K. MARTIN: Untersuchungen über den Bau von *Orbitolina* von Borneo. Beitr. Geol. Ostasiens u. Austral. Geol. Reichsmus. Leiden, Bd. 4.

1899 EGGER: Foramin. u. Ostracoden aus d. Kreidemergeln d. Oberbayerischen Ostalpen. Abh. bayer. Ak. Wiss. math.-phys. Kl. Bd. 21, S. 145, Taf. XXVI.

1900 DOUVILLÉ: Distribution géograph. des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoides. Bull. soc. géol. Fr., 3. Sér., Bd. XXVIII, S. 225—26 Fußnote.

1901 SCHNARRENBERGER: Kreideformation in den Aquilaner Abruzzen. Ber. Naturf. Ges. Freib. i. B., S. 193.

1902 LORENZ: Geolog. Studien im Grenzgebiete zw. helvet. und ostalpiner Fazies. Berichte Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. 12, S. 49—51.

1902 EGGER: Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen. Abh. bayer. Ak. Wiss. math.-phys. Kl. Bd. 21.

1904 H. DOUVILLÉ: Sur la structure des Orbitolines. Bull. soc. géol. Fr. 4. Sér. Bd. IV, S. 653—661, Taf. XVII, S. 577—582, Taf. I, 1—9.

1909 PREVER: „Protozoa" in Parona „la fauna coralligena del Cret. dei Monti d'Ocre". Mem. Carta geol. d'Italia, Bd. V, S. 51—60, Taf. I, 1—14.

1912 H. DOUVILLÉ: Les Orbitolines et leur enchaînement. Compt. rend. Ac. Sc. Paris, S. 567—572.

1913 KILIAN: Lethaea geognostica. Palaeocretacicum. S. 395—96, Fußnote.

Ein echtes Orbitolinen-Gestein ist von Machembe vorhanden. Neben sandigen Bestandteilen und großen Pachyo-

donten enthält es eine große Zahl kleiner Schalen dieser Gattung. Hier und da findet man sie aber auch in den Trümmerkalken vertreten. Den Hauptanteil in Machembe stellt nun eine kleine konische Form, die nach Vergleich mit Material aus den Mergeln der Perte du Rhône als *Orb. lenticularis* zu bestimmen ist.

Die Höhe des Buckels auf der konvexen Seite[21]) schwankt in engen Grenzen. Der Durchmesser der runden Basis bleibt aber stets beträchtlich größer, als die Höhe der Schale. Die größeren Exemplare erreichen 5 mm im Durchmesser, kaum mehr als 1 mm in der Höhe. Die Gegenseite ist leicht napfförmig eingesenkt. Zuweilen ist auch die Spitze des Kegels leicht geglättet oder sogar vertieft. Das alles sind bekannte, aber nicht durchgreifend unterscheidende Merkmale. Denn die einzelnen bislang unterschiedenen Arten variieren in der der Form zum Teil beträchtlich, und die Variationsgrenzen überschneiden einander. Eine Trennung auf Grund der Form, wie sie beispielsweise PREVER durchzuführen versucht, ist daher nicht angängig. KILIAN hat sich bereits mit Recht dagegen gewandt. Das Studium an Schliffen bedarf noch gründlicherer Vorarbeit, als sie durch EGGER, LORENZ und DOUVILLÉ schon geliefert ist[22]). Die Ergebnisse jener Forscher sind nicht ganz leicht in Einklang miteinander zu bringen. Vor allem fehlen auch für mehrere wichtige Typen noch die Schliffbilder. Der Mangel liegt aber im Material begründet. Auch die ostafrikanischen Stücke lassen sich sehr schlecht schleifen und geben unzureichende Bilder. Obendrein ist das vorliegende Material an isolierten Schalen noch nicht so reich, daß man allzuviel Exemplare dafür opfern könnte. Ich kann in dieser Beziehung nur sagen, daß das wenig regelmäßig maschige Netz nicht gegen die Bestimmung spricht, weder im Quer- noch Längsschnitt. Freilich erkenne ich an den wenig geglückten Schliffen weder die Zellen erster bis vierter Ordnung, von denen LORENZ spricht, noch die randliche feinere Zeichnung, die EGGER widergibt.

Ich wäre daher im Zweifel, ob ich es mit *Orb. lenticularis* oder *O. conoidea* zu tun habe. BÖHM erwähnte

[21]) DOUVILLÉ bekämpft (1904) die übliche Darstellung, nach der die flache Seite die obere, die konvexe die untere sei.

[22]) Die Natur der Orbitolinen selbst erscheint ja noch wenig geklärt. Nicht allein die Stellung im System der Foraminiferen ist noch umstritten, sondern ihre Foraminiferen-Natur selber. Spricht doch DEECKE *Orbitolina* sogar als eine Spongie an! Auch KILIAN fordert eine Bearbeitung.

unter den TORNAUschen Funden nur eine der letzteren „nahestehende" Form. Dazu kann man auch *O. lenticularis* rechnen. Ich kann aber eine Eigenschaft feststellen, die unsere Stücke mit den typischen *O. lenticularis* von der Perthe du Rhône gemeinsam haben und die mir den letzten Zweifel an der vollen Identität nimmt. Wo nämlich die äußerste feine Schalenschicht abgewittert oder schon vor der Einbettung abgerieben ist, erkennt man eine feine Punktierung. Dabei ist die Anordnung eine außerordentlich regelmäßige und zierliche. Sie bildet ein Muster, das man als guillochiert bezeichnet und das beispielsweise bei Receptaculiten eine wichtige Rolle spielt. In konzentrischen Ringen angeordnet, bilden die feinen Pünktchen zugleich bogenförmige, einander durchkreuzende Radien, und zwar am Mavudyi, wie an der Rhone nur auf der konischen Seite, während die konkave nur die konzentrischen Ringe erkennen läßt. Stücke vom Pilatus zeigen mir auch auf der konischen Seite nur diese kreisförmige Anordnung; ich möchte es dahingestellt sein lassen, ob sie danach als *Orb. lenticularis* bestimmt werden dürfen. Ich habe auf diese freilich nur mit starker Lupe zu beobachtende charakteristische Zeichnung noch nirgends hingewiesen gesehen. Es bedarf auch hier noch einer Untersuchung an stratigraphisch und artlich reicherem Material.

Schalenkammern sind nur an den Rändern und innerhalb des Kegels zu erkennen. Gegen die Eintiefung hin schaltet sich bloße Gesteinsmasse ein, hier und da von dunklen, unregelmäßigen Schnüren durchwachsen. Im Schnitt, erscheint der Umriß dieser Ausfüllungsmasse dreieckig.

Für die stratigraphische Auswertung liefert *O. lenticularis* nach DOUVILLÉs Darstellung von 1912 einen sehr bestimmten Anhaltspunkt für einen mittleren Horizont innerhalb des Aptien. Dagegen scheint *O. conoidea* (nebst ihrer miskrosphärischen Begleitform *discoidea*) das Aptien im ganzen zu umfassen[23]). Jedenfalls würden wir uns in Machembe schon oberhalb des Barrême befinden!

Mikrosphärische Generation?

Aus dem gleichen Gestein bei Machembe liegt mir — bisher nur in einem Exemplar — eine sehr kleine Schale

[23]) *O. conulus* u. *Bulgarica*, die nach DOUVILLÉ die ältesten, nur im Ob. Barrême auftretenden Formen sind, tragen in KILIANS Faunenliste gerade das Zeichen der höchsten Urgon-Horizonte, ebenso auch *O. conoidea-discoidea.*

von nur 2½ mm Durchmesser vor. Die flache Seite ist kaum eingetieft, die andere nur ganz mäßig gewölbt. Die Gesamtgestalt ist also mehr scheibenförmig. Es mag sich um ein unausgewachsenes Exemplar handeln. Gleichzeitig vermute ich aber darin die mikrosphärische Generation. Leider verfüge ich noch nicht über genügend Material, um in einem Dünnschliff nachzuprüfen. Da eine B-Form ja auch für *Orb. lenticularis* vorausgesetzt werden muß, ist es ja sehr auffällig, daß sie bisher nach Douvillé nicht hat nachgewiesen werden können. Ihr Auffinden in Deutsch-Ostafrika hätte also weitreichendes Interesse.

Orbitolina aff. *lenticularis*.

Ein Exemplar vom Fundort 56, aus dem Trümmerkalk von Ndalakasha, zeigt, nur von einer Seite sichtbar, statt eines Kegels oder einer Aufwölbung der ganzen Seite Scheibenform mit einer kleinen medianen Spitze. Konzentrische Ringe oder Wulste bilden die Skulptur. Punktierung ist nicht sichtbar.

Letzteres dürfte auf die Erhaltung der Außenschale zurückzuführen sein, hat also nichts mit artlichen Unterschieden zu tun. Lorenz hat ja darauf hingewiesen, eine wie große Rolle dem Erhaltungszustande beschieden ist. Die abweichende Form scheint mir eine Gleichstellung mit der vorigen auszuschließen. Und doch finden sich gerade auch solche Typen unter dem Namen *Orb. lenticularis* abgebildet, vor allem von Prever (Taf. I, 1). Ich kann mir an Hand meines geringen Materials kein Urteil bilden, ob solche Typen noch innerhalb der Variationsbreite der vorigen Form liegen, wüßte auch keine andere Art, bei der ich das Stück besser unterbringen könnte.

Um möglichst viele Schalendurchschnitte auf einmal zu erhalten, wurde unter anderem auch das Muttergestein von Machembe (59) in größeren Stücken geschliffen. Es zeigt sich nur, daß die Schalen der Orbitolinen weniger häufig getroffen wurden, als allerhand Kalktrümmer. Die Schalenanschnitte aber erwiesen sich als ungünstig und zeigten nichts Neues. Nun finden sich zwischen den unregelmäßigeren, zuweilen mäandrischen Zeichnungen der Orbitolinen auch Reste mit sehr regelmäßiger Zellenanordnung. Darin möchte ich Bryozoen vermuten. Ebenso scheinen Kalkalgen in Spuren vertreten zu sein. (Vgl. Lorenz: über *Diplopora* a. a. O., S. 52—55.) Da bisher aber nur

ganz belanglose Trümmer angetroffen wurden, muß die Darstellung der feineren Zusammensetzung des Gesteins, auch soweit sie organische Faktoren betrifft, späteren sedimentpetrographischen Untersuchungen auf breiterer Basis vorbehalten bleiben. Auf die Gesteinsschliff-Bilder aus südfranzösischem Urgon bei Kilian, deren genauere Erläuterung leider vermißt wird, kann daher hier zum Vergleiche nur hingewiesen werden.

Echinodermata.

Als bisher einzige Seeigelreste sind zwei im Trümmergestein vom Ndalakasha (Fundort 56) beieinanderliegende Stacheln zu nennen. Bestimmbar sind solche Fragmente kaum, weil sie meist zu wenig beachtet und nicht abgebildet zu werden pflegen. Auch die Sammlungen sind nicht reich daran. Die am häufigsten vertretenen Cidariden-Stacheln sind durch gekörnelte Skulptur ausgezeichnet und kommen deshalb nicht in Frage. Unsere Stücke zeigen nämlich glatte Längsrippen. Es sind schlanke, nur sehr wenig nach der Spitze zu an Durchmesser verlierende Formen. Oberes und unteres Ende fehlt. Die Länge ist daher auch nicht zu schätzen.

Crustacea?

Noch ungewisser sind Reste aus dem gleichen sandigen Kalk vom Ndalakasha, von denen ich nur den Verdacht ausspreche, es könnten Abdruck bezw. Steinkern vom Rumpfpanzer und von einem Scherenfragment eines Krebses sein. Wieweit sich zu den an die Gliederung eines Cephalothorax erinnernden Furcheneindrücken Schrammungen und Sprünge gesellen, ist bei dem Erhaltungszustand nicht zu ermitteln. Jeder Bestimmungsversuch ist danach überflüssig. Im südfranzösischen Urgon scheinen nach Kilian ausschließlich Scherenreste, keine Panzer gefunden worden zu sein.

Zusammenfassung.

Was die Gastropoden des deutsch-ostafrikanischen Urgons anbetrifft, so sind sie durch Dietrich bereits in der Gesamtheit der Schnecken aus der Lindi-Formation zur Bearbeitung gelangt (Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 4, 1914, S. 107). Ebenso verdanke ich ihm nunmehr die Überprüfung und Vorbestimmung der Korallen. Mit Benutzung seiner wertvollen Angaben bin ich somit in der Lage, aus dem deutsch-ostafrikanischen Urgon einige vierzig Arten mitzuteilen. Es sind die folgenden:

Faunenliste der deutsch-ostafrikanischen Urgon-Fazies.

Name	Fundort[1]	Nächstverwandte Arten	Üblicher Horizont
	Lamellibranchiata		
Diceratidae			
1. *Toucasia carinata* MATH. sp. (non D'ORB.)	57a (häufig) 59 (1 Deckelklappe)	*T. carinata*	Barrême—Aptien
2. *Toucasia* sp. (Coll. TORNAU)	Migerigeri (Kilwa)		
3. *Apricardia?* sp.	59 u. Makangaga		Cenoman
Monopleuridae			
4. nov. gen. —	59 (Machembe)	*aff. Valletia*	Unt. Kreide
5. *Monopleura* aff. *marcida* WHITE (Coll. BORNHARDT)	Minguina (Kilwa)		Ob. Neocom
6. *Himeraelites Liederi* nov. sp.	Kiswere	*H. mediterraneus* etc.	Cenoman
Caprinidae			
7. *Caprinula?* sp.	32 (Pilepile)		Cenoman—Turon
Ostreidae			
8. *Exogyra Boussingaulti*	Litshihu	*Exog. Boussingaulti*	Urgoaptien
9. „ sp. ind.	Mitomoni (Kiturika)		?
	Brachiopoda		
10. *Rhynchonella Dietrichi* nov. sp.	56 (Ndalakasha)	*Rhynchonella Cuvieri*	Turon
	Gastropoda (n. DIETRICH. Arch. f. Biont. Bd. III. Heft 4, 1914, S. 107)		
11. *Nerita* sp.	32 (Pilepile)	?	
12. *Natica* sp. ind.	57a Kihendye)	*N. pseudoleviathan* und *N. simillimus* CHOFF.	Urgon
13. *Purpuroidea* sp.	59 (Machembe)		Neokom?
14. *Turritella* sp. ind.	Kidete		?
15. *Trajanella Fraasi* DIETR.	32 (Pilepile)	Tr. *amphora* u. *Munieri*	Cenoman—Turon
16. *Nerinea* (s. str.) sp.	55 (Naluë)	(neu)	
17. „ (s. str.) sp. (Actaeonellen-Gestein)	32 (Pilepile)	*N. Aunisiana*	Carentonien
18. *Nerinea (Diozoptyxis) Coquandi* D'ORB.	56 (Ndalakasha)	*N. Coquandi*	Ob. Barrême—Unt. Aptien

[1]) Bezüglich Fundortsbezifferungen der Tendaguru-Expedition vgl. die Übersicht von JANENSCH und HENNIG in Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 4.

Faunenliste der deutsch-ostafrikanischen Urgon-Fazies.

Name	Fundort	Nächstverwandte Arten	Üblicher Horizont
19. *Nerinea (Diozoptyxis) toucasiaephila* DIETR.	57a, 58, 33	*N. Coquandi, Renauxi*	Urgon
20. *Nerinea carota* DIETR.	33, 55, 58a, 59		Tithon—Valengin
21. *Ptygmatis* sp.	Kidete		Malm—Tithon, selt. Unt. Kr.
22. *Itieria (Campicheia) Zwierzyckii* DIETR.	32 (Pilepile)	*subgen. Campicheia*	Urgon
23. *Phaneroptyxis africurgonica* DIETR.	57 (Kidete)	*Ph. Emilii*	Cenoman
24. *Actaeonella (Trochactaeon)* sp.	32 (Pilepile)	*Tr. Crisminensis*	Aptien—Vraconien
		Tr. Boutillieri	Barrême—Urgon
		Tr. abbreviata	Aptien
25. *Bulla* sp.	32 (Pilepile)		Valengin.—Neokom
26. *Avellana* sp.	32 (Pilepile)		?

Coelenterata

(nach freundlicher Vorbestimmung durch Herrn Dr. DIETRICH.)

Name	Fundort	Nächstverwandte Arten	Üblicher Horizont
Anthozoa (Hexacoralla)			
27. *Eugyra* sp.	Likwaya		Horiz. d. *Nerinea carota*
28. „ *Cotteaui* D'ORB.	53, II 96 (Coll. RECK)	Weltweit verbreitet	Hauteriv.—Urgoaptien—Cenoman
29. „ cf. *Cotteaui* D'ORB.	53c, 55		
30. *Phyllocoenia*, Gr. d. *Ph. corollaris*	32c	*Ph. corollaris*	Urgoapt.—Cenoman—Senon.
31. *Placocoenia* sp. (decam. Typ.)	55, 56	d. Typen in d. Bukowina zusammen	Neokom (Turon, Senon)
32. *Placocoenia* nov. sp. (hexam. Typ.)	55, 56		
33. *Maeandrastraea* n. sp.	32		Ob. Kreide; Cenoman (Abruzzen) zweifelhaft
34. *Latimaeandrastraea* sp.	55		Hauteriv.—Urgoaptien (häufig in Smeei-Sch.)
35. *Astrocoenia* sp. ind.	Likwaya		Unt. Kreide (Urgon selten)

„Von Pilepile und 55, 56, 57 liegt noch eine ganze Reihe weiterer Arten vor, die sich aber wegen der ruinenhaften Erhaltung der Stöcke oder Stockbruchstücke wohl nicht genauer bestimmen lassen dürften" (DIETRICH).

Faunenliste der deutsch-ostafrikanischen Urgon-Fazies.

Name	Fundort	Nächstverwandte Arten	Üblicher Horizont
ydrozoa	Makangaga-Gebiet	Die Untersuchung der sehr interessanten vereinzelten Fundstücke durch Herrn Dr. Dietrich ist zurzeit noch nicht abgeschlossen.	
tromatoporidae	53, 54a, 55		
chinodermata			
2 Seeigelstachel	56 (Ndalakasha)		
oraminifera			
Orbitolina lenticularis	56 (Ndalakasha)		Mittl. Aptien
„ aff. *lenticularis*	56 (Ndalakasha)		
ryozoa			
Nur Spuren in Gesteinsschliffen	59 (Machembe)		
alkalgen	59 (Machembe)		
dgl.	59 (Machembe)		
rthropoda			
Fragliche Reste	56 (Ndalakasha)		

In der Liste fallen einige Typen auf, die zwar zur Fazies der Pachyodonten-Kalke gut passen, aber dem Alter nach nicht recht ins Urgon sich einfügen wollen. Wären sie an den betreffenden Stellen allein, so wäre es sehr einfach, die jeweils durch sie vertretene Schicht im deutsch-ostafrikanischen Tafellande festzustellen. Es verhält sich aber doch anders. Von den gleichen Fundorten, ja aus denselben Schichten oder Bänken liegen auch wieder Formen vor, die zu einem anderen stratigraphischen Ergebnis führen, oder es bieten sich sonst Schwierigkeiten. Wir müssen sie einander noch kurz entgegenhalten.

Aus dem Rahmen des eigentlichen Urgon fallen heraus:

1. *Caprinula?* sp. ⎫ aus der Actaeonellen-Bank
2. *Trajanella Fraasi* ⎭ von Pilepile,
3. *Apricardia?* sp. von Machembe und Makangaga,
4. *Phaneroptyxis africurgonia* Dietr. von Kidete,
5. *Himeraelites Liederi* Henn. von Kiswere (Nummuliten-Gestein).

Die Korallen sind in diesem Zusammenhange wegen unzureichender Bestimmungsmöglichkeit von geringerer Bedeutung.

Zu beachten ist immerhin das Auftreten der *Phylloc. aff. corollaris* und der *Maeandrastraea* im Pilepile-Profil. Die letztere ist nach Herrn Dr. DIETRICHS mir freundlichst zur Verfügung gestellten Ermittelungen eine so gut wie oberkretazische Form, die höchstens im Cenoman der Aquilaner Abruzzen noch einen zweifelhaften Vertreter hat. Erstere kommt zwar im Urgo—Aptien Kataloniens vor, hat aber auch ihre Hauptentwicklung erst vom Cenoman ab und besonders im Senon!

Was die *Caprinula* aus einer fast unmittelbar darunter befindlichen Bank des gleichen Aufschlusses betrifft, so ist die generische Bestimmung ja nichts weniger als gewiß, Aber wenn *Caprina* und andere Vertreter der Familie auch schon im Urgon festgestellt wurden, so handelt es sich hier doch um spezialisiertere Formen, und der Schwerpunkt der Capriniden überhaupt liegt über dem Aptien. Ebenso mußte DIETRICH auf das „verfrühte" Erscheinen der *Trajanella Fraasi* hinweisen, da die Gattung bisher nur aus Mittel- und Oberkreide bekannt war. Es ist aber schlechterdings nicht möglich, für diesen Fundort ein so junges Alter anzunehmen. Nicht nur das spezifisch unbestimmte *Trochactaeon* verweist die Schicht, an dessen Aufbau es in erster Linie beteiligt ist, ins Aptien, sondern auch von der Untergattung *Campicheia* zitiert DIETRICH den Ausspruch DOUVILLÉS, sie sei eine reine Urgon-Erscheinung. Und wenn so innerhalb ein und derselben ganz geringmächtigen Bank, die in allen Fällen als Muttergestein einwandfrei gesichert ist, zunächst nur Befund gegen Befund steht, so kommt dem paläontologischen Ergebnis ergänzend und entscheidend das stratigraphische zu Hilfe. Aus meinem Profil der Fundstelle (Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 3, Tafel I, Prof. 5) ist ersichtlich, wie dicht die Actaeonellen-(BORNHARDTS Nerineen-)Schicht über der neokomen, durch das Leitfossil und Unterlagerung seitens der Saurierschicht gesicherten *Trigonia Schwarzi*-Schicht folgt. Sollte selbst die *Schwarzi*-Bank, was kaum begreiflich erscheinen will, das gesamte Neokom bis zum Barrême einschließlich umfassen, so kann doch unmöglich in der schwachen, mit Korallenbruchstücken erfüllten Sandsteinbank, die sich zwischen beide noch einschiebt, das ganze Aptien und Albien verborgen liegen. Bei so strandnahen Gebilden sind

starke Mächtigkeiten unter allen Umständen vorauszusetzen. Das Äußerste, was auf Grund der Lagerung noch allenfalls zugegeben werden könnte, wäre das Mittel zwischen den paläontologisch geforderten Extremen, das Albien für die Actaeonellen-Bank. Für den darüber befindlichen Korallenhorizont würde so auch das Cenoman noch frei. Auch das wäre schon ein neues und wichtiges Ergebnis. Denn von dem Alter der in der Plateau-Serie noch enthaltenen höchsten Schichten hängt die Datierung für den Abschluß des Sedimentationszyklus und somit für die Tektonik des Küstenlandes ab. Die verkiesten Albien-Ammoniten, deren Fundorte (Nannusato an der Kilwa-Kissiwrani-Bucht, Mitekera, „Ruawa", „Hinterland von Lindi") noch kein Geologe gesehen hat, würden danach ebenfalls in den Komplex der „Lindi-Formation" einzubeziehen sein, nicht dem Vorlande der Plateaus entstammen. Ihre Bedeutung als Vertreter der bathyalen Fazies in diesem Falle wurde bereits gewürdigt. Leider sind das alles erst Fragen, aber doch Probleme von weitgehendem Interesse.

Die Bestimmung der *Apricardia?* sp. ist noch ungewisser, als bei den Capriniden. Es kann sich auch um Toucasien handeln. Dieser Hinweis auf Cenoman ist also nichts weniger als zwingend. Fast könnte man im Gegenteil versucht sein, die Gattungsbestimmung der stratigraphischen Erkenntnis zuliebe zu beeinflussen. Das Stück von Makangaga ist in seiner Herkunft ja zwar recht ungewiß. Dasjenige von Machembe dagegen stammt aus Orbitolinen-Gestein, das schon wegen der tiefen Lage innerhalb des Kiturika-Massivs unmöglich als Cenoman oder auch nur Albien ausgesprochen werden kann. Stammt doch aus der gleichen Schicht auch die *Valletia*-artige Form, die ihre nächsten Verwandten im tieferen Neokom findet; mit *Purpuroidea* sp. und *Nerinea carota* Dietr. sind weitere Vertreter älterer Kreidehorizonte gegeben. Der Deckel einer *Toucasia carinata* gar läßt über die Zugehörigkeit zum echtesten Urgon keinen Zweifel mehr, und die Orbitolinen beschränken uns vollends hier auf Urgo—Aptien.

Nicht anders ist es mit der neuen *Phaneroptyxis*. Der Fundort Kidete, woher sie stammt, ist das Hauptlager der *Toucasia carinata* und der *Nerinea toucasiaephila*, die typischen Urgonformen sehr nahesteht. Der von Dietrich gewählte Artname *Ph. africurgonica* betont also mit vollstem Rechte das mit aller Sicherheit gewährleistete Alter. Bei der Diskussion der Altersfrage für *Toucasia carinata*

innerhalb der engeren Grenzen des Urgon wurde schon betont, in welch weitem Sinne einstweilen diese bezeichnende Art als Leitfossil anzusehen ist. Ich spreche entschieden die tieferen Lagen der Kiturika-Kalke noch als Barrême an. Indessen wird man verstehen, daß ich bei erstem flüchtigen Besuch in unwirtlichem und unübersichtlichem Gebiet nicht mehr zu leisten vermochte, als im europäischen reich durchforschten Urgon erreicht worden ist. Von ihm aber muß noch KILIAN in seiner monographischen Behandlung (Lethaea, S. 376) gestehen: „Eine rationelle Gliederung der Urgon-Gebilde ist bis jetzt kaum durchgeführt"!

Aus den höheren Horizonten des Kiturika-Massivs liegen leider so gut wie keine Fossilfunde bisher vor. An der allerhöchsten Stelle, bei Mitomoni, las ich das Exogyren-Gestein auf, über dessen Altersstellung nicht die leiseste Mutmaßung möglich ist. Sicher ist eine reiche und vielversprechende Fauna aus den verschiedensten Höhenlagen dieser typischen Riff-Ablagerung noch zu erwarten. Zu beiden Seiten des Mavudyi-Durchbruchs hätte die weitere Erforschung des ostafrikanischen Urgons einzusetzen.

Der *Himeraelites* endlich bietet durch seine Aufsammlung in den „Nummuliten-Schichten" von Kiswere ein doppeltes Problem. Es wurde bei seiner Beschreibung erwähnt, daß gerollte Bruchstücke von generisch nicht völlig einwandfreier Herkunft, die aber doch an *Himeraelites* erinnern, mehrfach in den urgonen Trümmerkalken zu beobachten sind. Auch ohnedies könnte sein Auftreten im Tertiär durchaus nur als sekundäre Lagerung aufgefaßt, das Muttergestein nur in der Kreide gesucht werden. Aber es fragt sich, welches Alter man da der betreffenden Schicht zuerkennen solle.

Bekannt ist die Gattung meines Wissens bisher lediglich aus Italien, und zwar vornehmlich durch die Arbeiten von Di. STEFANI, SCHNARRENBERGER und PARONA aus Sizilien und den Aquilaner Abruzzen. In allen Fällen handelt es sich um bisher unbestrittenes Cenoman. Es ist daher die Äußerung KILIANS recht auffällig (Lethaea, S. 88): „Vermutlich sind auch die *Himeraelites*-Kalke Italiens und die Requienien-Kalke der Fredericksburg-Division (Comanche-series) aus Texas ebenfalls dem Gault zuzuschreiben". Begründet wird diese Auffassung in keiner Weise. Er selbst führt ferner *Himeraelites* gelegentlich sogar unter den Urgon-Pachyodonten auf (z. B. S. 86), spricht ihm dadurch

also ein noch höheres Alter zu. Doch fehlt die Gattung durchaus in seiner sehr dankenswerten Gesamt-Übersicht über die Fauna des eigentlichen Typs des Urgon, selbst noch des „oberen Orbitolinen-Horizonts" (= oberes Aptien). Die neueste Auflage des ZITTELschen Lehrbuchs verzeichnet als Alter der Gattung nur sehr allgemein „untere Kreide". Ich sehe nicht, daß sie irgendwo früher als im Cenoman tatsächlich beobachtet wäre. Wir werden sie daher in Ostafrika ohne zwingenden Grund nicht anders datieren dürfen. Mit DOUVILLÉ wäre sie noch genauer auf Unter-Cenoman zu beschränken.

Ein zwingender Grund liegt nun bisher nicht vor. Denn das Vorkommen in den sicher urgonen Trümmerkalken ist doch noch zu unbewiesen. Das Cenoman ist jedoch in ganz Deutsch-Ostafrika bisher noch ganz spärlich und nur andeutungsweise durch Fossilien belegt. Im übrigen Ostafrika fehlt es, soweit unsere Kenntnisse reichen, überhaupt gänzlich, während es im Norden und großen Teilen des Westens eine umfassende Transgression einleitet. Es muß also daran erinnert werden, daß nach BORNHARDTS erster Aufklärungsarbeit an nur zwei Stellen mit Cenoman gerechnet wurde. Davon kann das Vorkommen am Nordabhang des Kikomolela-Plateaus bisher nicht anerkannt werden. Ein paläontologischer Beweis war nicht zu erbringen. BORNHARDT schloß auf solches Alter an der Basis der von ihm noch irrtümlich für Oberkreide gehaltenen Makonde-Schichten. Daß er sich nicht allzusehr geirrt hat, obwohl die Transgression der Makonde-Schichten nicht besteht, beweisen die obengenannten, aus jener Gegend stammenden Capriniden und Korallen. Ein zweiter Fundort war der weit im Norden, nämlich im Bagamoyo-Hinterlande, ca. 41 km von der Küste gelegene Kigwa-Hügel. Nur ein einziges Handstück freilich hatte BORNHARDT dorther mitgebracht. Es enthielt aber *Exogyra columba* und *Neithea quinquecostata*. Und wenn KRENKEL[24]) sich durch diese beiden Formen noch nicht überzeugt erklärte, so hat seither J. BÖHM[25]) auch noch *Orbitolina concava* in dem Handstück ausfindig machen können. Damit erhält das Cenoman denn doch eine neue Stütze und kann, solange nicht eine erneute Prüfung an Ort und Stelle vorgenommen werden kann,

---

[24]) DACQUÉ u. KRENKEL: Jura und Kreide in Ostafrika. (Neues Jahrb. f. Min. usw. 1909, B.-B. 28.)

[25]) J. BÖHM, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 64, 1912. Monatsber. S. *211.*

kaum noch bestritten werden. So gering also dies eine Anzeichen ist, die Möglichkeit cenomaner Ablagerung ist auch sonst in Ostafrika danach entschieden gegeben. Das Verhalten entsprechender *Himeraelites*-Kalke zur Lindi-Formation einerseits, zur jüngeren Sedimentreihe des Küstenstreifens andererseits wäre ein eingehendster Untersuchungen würdiger Gegenstand.

Für die einzelnen Fundorte des Urgon-Fazies würde sich nach meiner Auffassung das mutmaßliche Alter einstweilen folgendermaßen darstellen lassen:

Coll.	Lieder	*Himeraelites*-Kalk bei Kiswere (?)	Cenoman
,,	Tend.-Exp.	(32) Korallenbank von Pilepile	Cenoman ?
,,	Tend.-Exp.	(32) Actaeonellen-Schicht von Pilepile (Nambawala)	Albien ?
,,	Bornhardt	Litshihu (*Exog. Boussingaulti*)	Urgo—Aptien
,,	Tornau	Migerigeri—Mwaswa	,, ,,
,,	Tend.-Exp.	59 Machembe	,, ,,
		Mitomoni (hoher Horizont)	Urgon allg.
		(55) Naluë	
,,	Reck	(II 65d) Mahokondo-Lagerplatz	,, ,,
		Likwaya (Kikomolela)	
,,	Tend.-Exp.	(56) Ndalakaska	Urgo—Barrême
		(57) Kidete—Kihendye	
		(58) Nindi	
		(33) Kihanike—Kituhawi	

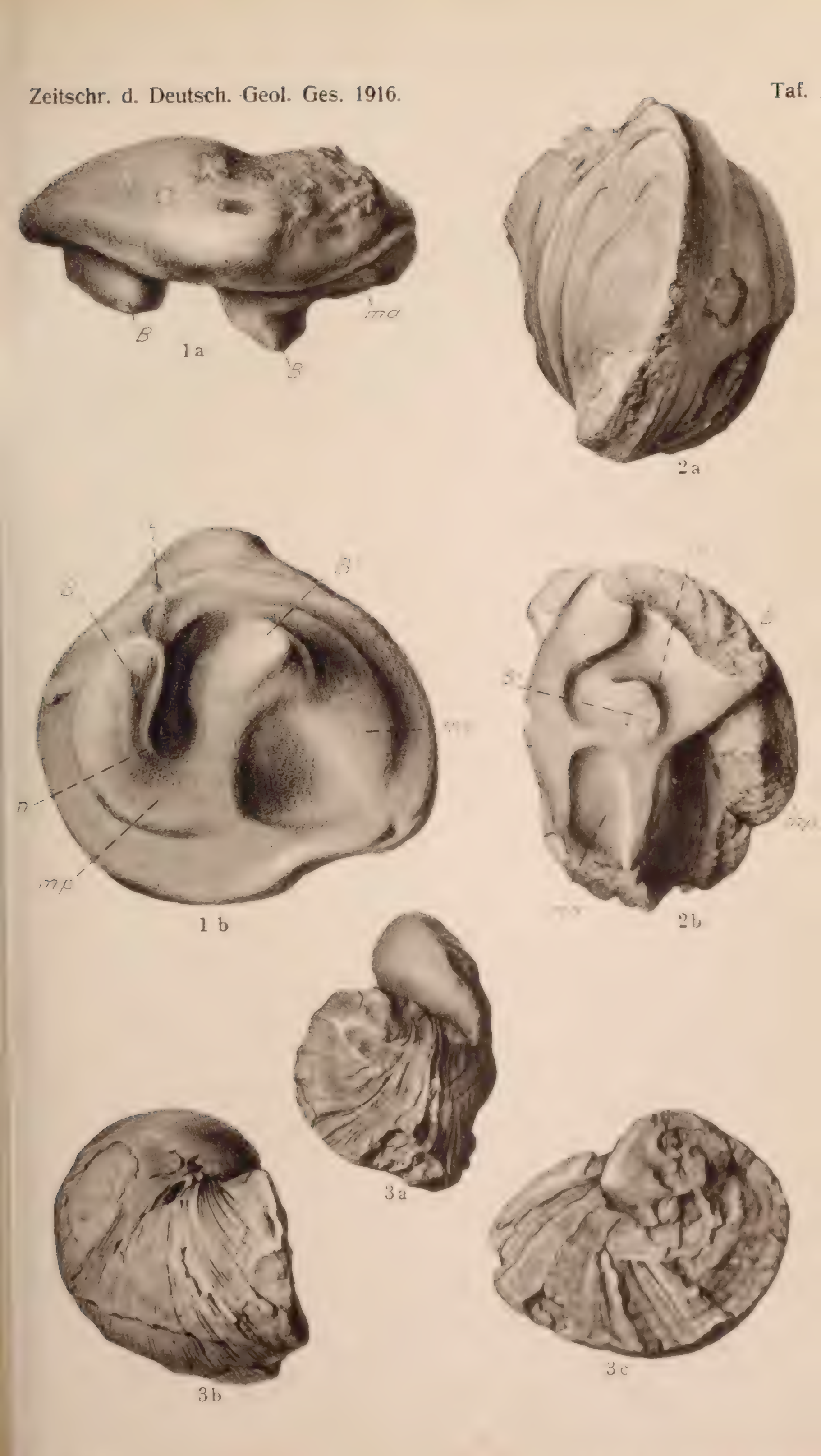
Erklärung zu Tafel XXX.

Fig. 1. *Himeraelites Liederi* nov. sp. linke = Deckelklappe S. 457
a) von oben, b) von innen. Nat. Gr.

Fig. 2. *Toucasia carinata* MATH. sp. rechte = Deckelklappe S. 451
a) von außen, b) von innen. Nat. Gr.

Fig. 3. *Toucasia carinata* MATH. sp. doppelklappiges Stück S. 447
a) von vorn, b) von rechts, c) von links. Nat. Gr.

Zeichenerklärung: *ma:* vorderer Muskel.
mp: hinterer Muskel.
B: hinterer Zahn.
*B*¹: vorderer Zahn.
n: Grube des Hauptzahns.
L: Ligamentgrube.



Hoffmann gez.   Lichtdruck von Albert Frisch, Ber





Erklärung zu Tafel XXXI.

Fig. 1. nov. gen. *Monopleuridarum.* rechte = Unterklappe. Nat. Gr. S. 454. a) von außen, b) von innen.

Zeichenerklärung: *ma:* vorderer Muskel.
mp: hinterer Muskel.
ms: wandartige Leiste.
N.: Hauptzahn.
b: Grube des vorderen Zahns.
b[1]*:* Grube des hinteren Zahns.

Fig. 2. *Rhynchonella Dietrichi* nov. sp. in $1^1/_2$ facher Größe S. 463 a) Seitenansicht, b) Ventralklappe, c) Dorsalklappe.


1a
2b
2a
2c
1b





Erklärung zu Tafel XXXII.

Gen. ind. *Caprinidarum,* aff. *Caprinula,* Fragmente . . . . S. 459

1. Unterschale in zwei Seitenansichten. Nat. Gr.
2. Anderes Exemplar mit Skulpturresten in zweifacher Vergrößerung.
3. Oberschale. Nat. Gr. . . . . S. 459



1 a



1 b

3

2

G. Hoffmann gez. Lichtdruck von Albert Frisch, Ber



9. Beitrag zur Monographie der Mycetophiliden und Tipuliden des Bernsteins.

Von Herrn Fernand Meunier.

(Hierzu 36 Textfiguren.)

In meiner „Monographie des Cecidomyidae, des Sciaridae, des Mycetophilidae et des Chironomidae de l'ambre"[1]) habe ich eine ziemliche Anzahl Pilzmücken aus der Fauna des Bernsteins beschrieben und abgebildet.

Herr Professor Tornquist von der Universität Königsberg hatte schon vor einiger Zeit die Freundlichkeit, mir mehrere hundert Bernstein-Einschlüsse zur Bearbeitung und Bestimmung anzuvertrauen und ich habe darunter einige neue, noch nicht beschriebene Arten, sowie andere Formen, von denen bisher nur das eine oder andere der beiden Geschlechter, doch nicht beide zusammen, bekannt waren, vorgefunden. Mehrere, bisher nur als fossile Gattungen bekannte Formen sind inzwischen durch Johannsen und Lundström resp. in den Vereinigten Staaten und in Schweden als noch in der lebenden Fauna vorkommend, entdeckt worden, wie z. B. *Palaeoplatyura Aldrichii* et *Johnstoni*[2] und *Loewiella relicta* et *hungarica*[3]).

Seit der Veröffentlichung der obengenannten „Monographie" über die Pilzmücken habe ich ferner noch einige, zu dieser Familie gehörige Fliegen im subfossilen und rezenten Kopal[4]) und einige winzige Mycetophiliden-Reste in der Braunkohle von Rott[5]) im Siebengebirge und in den Gipsplatten von Aix[6]) in Frankreich beschrieben. Die vor-

[1]) Ann. de la Soc. Scientifique de Bruxelles 1904. (Mémoire couronné.)

[2]) The Mycetophilidae of North-America. Maine agricultural Experiment Station Orono. Bulletin Nr. 172. 1909.

[3]) Beiträge zur Kenntnis der Dipteren Finnlands, VIII, Supp. 2, p. 14—16. Acta Societatis pro Fauna et Flora Fennica, 36, Nr. 1. Helsingfors 1912.

[4]) Contribution à la Faune des Mycetophilidae du Copal récent de Zanzibar et de Madagascar. Le Naturaliste. Paris 1907.

[5]) Über einige fossile Insekten aus den Braunkohlenschichten (Aquitanien) von Rott (Siebengebirge). Diese Zeitschr., Abh. Bd. 67, Jahrgang 1915. Berlin.

[6]) Sur quelques Insectes des plâtrières du Sannoisien d'Aix. Ann. Soc. scient. de Bruxelles. Session du 29 Janvier, 1914.

liegende Abhandlung enthält des weiteren auch die Beschreibung von einigen neuen, in der „Monographie des *Tipulidae*“[7]) noch nicht gegebenen, zu den Erdschnaken gehörigen Formen wie: *Dicranomyia graciosa*, *Dicranomyia sinuata*, *Limnophila (Dactylolabis) concinna* var. *maculata*, *Trichoneura vulgaris* Type u. var.

1. *Mycetophilidae.*

Sciophilinae.

Gattung *Palaeoempalia* Meun. (1904).

Palaeoempalia interrupta n. sp. *).

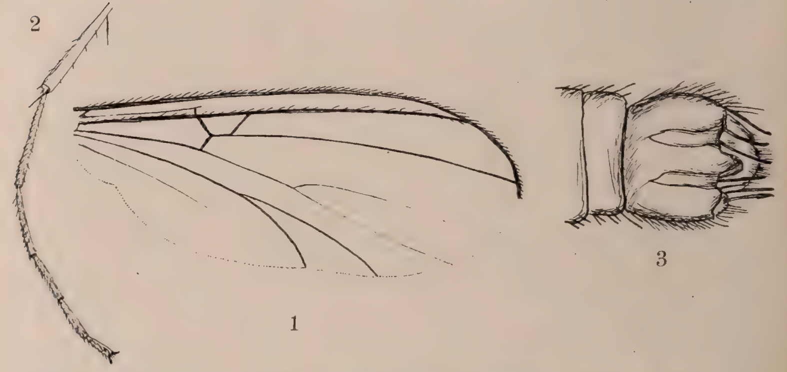


Fig. 1. Flügel von *Palaeoempalia interrupta* n. sp. ♀. 20 : 1.
Fig. 2. Vordere Tarsenglieder von dieser Art. 20 : 1.
Fig. 3. Hypopygium derselben von der Bauchseite gesehen. 15 : 1.

♀ Durch die Mediastinalader, welche die Randader nicht erreicht, sondern über der Basis der Mittelzelle in die Subkostalader mündet, hätte diese Mücke einige Ähnlichkeit mit *Loewiella interrupta* Meun., wenn nicht die weit größere Mittelzelle sie sofort von dieser letzteren, charakterisiert durch seine winzige Mittelzelle, unterscheiden würde.

Fühler so lang als Kopf und Mittelleib zusammen, ziemlich behaart; 1. und 2. Glied napfförmig, die folgenden Glieder walzenförmig; das 3. Glied deutlich länger als das 4., dieses letztere sowie die folgenden ungefähr doppelt so lang als breit, die letzten Glieder bedeutend länger, drei- bis viermal so lang als breit, das letzte Glied sogar gut fünfmal länger als breit; die Fühler werden gegen das Ende zu

*) Die Textfiguren wurden von Frau F. Meunier ausgeführt.

[7]) Ann. des Sciences naturelles. Zoologie. 9. Série t. IV. Paris 1906.

etwas dünner. Taster lang; die zwei ersten Glieder so ziemlich von gleicher Länge, das 3. Glied etwas länger als das 2., und das 4. am längsten. Vordere Tarsenglieder viel länger als die Schienen; Metatarsus etwas länger als das 2. Glied, das 3. länger als das 4. und dieses ebenfalls etwas länger als das 5. Glied. Krallen klein. Mittelschienen mit einer Reihe von 5 oder 6 ziemlich entfernt voneinander stehenden starken und einer Reihe ebensolcher, aber schwächerer Dornen. Hinterschienen mit zwei Reihen starker Dornen, die gegen das Ende des Gliedes dichter stehen.

Randader über die Mündung des Cubitus hinausgehend. Subkostalader deutlich behaart. Gabelstiel der langen Diskoidalgabel lang; Postikalgabel vor der Diskoidalgabel beginnend. Schulterzelle ziemlich breit. Basallamellen der behaarten Genitalien lang, walzenförmig, die Endlamellen klein, eiförmig. Körperlänge 5 mm.

♂. Wie das ♀, aber kleiner, es ist daher auch die Mittelzelle etwas kleiner. Die 2 ersten Längsadern ebenso deutlich behaart wie beim ♀. Die Posticalader gabelt schon unter dem Ende der Schulterzelle, und an den Vordertarsen ist das 2. Glied zirka halb so lang als der Metatarsus. Genitalanhänge sehr stark entwickelt, behaart. Soviel erkennbar, haben die kurzen Haltezangen am Ende mehrere hornige Anhänge[8]).

Mycetophilinae.

Gattung *Docosia* Winnertz (1863).

Docosia uniciliata n. sp.



Fig. 4. Fühler von *Docosia uniciliata* n. sp. ♀. 48 : 1.
Fig. 5. Vordere Tarsenglieder dieser Art. 30 : 1.

[8]) Nach Entdeckung eines besser erhaltenen Stückes wird es vielleicht gelingen, eine bessere und genauere Beschreibung dieses Organs zu geben.

♂ Fühler 16 gliedrig, ungefähr die Mitte des Mittelleibes erreichend und mit Ausnahme des 4., 5. und 6. Gliedes, welche fast breiter als lang sind, aus ein wenig länger als breiten Gliedern bestehend. Das 1. und 2. Glied napfförmig, letzteres am oberen Ende außer einigen kurzen Borstenhaaren mit einer sehr langen, starken Borste; 3. Glied becherförmig, länger als das 4., gegen das Ende werden die Fühler ein wenig dünner; letztes Glied stumpf keilförmig und länger als das vorletzte. 4. Tasterglied länger als das 2. und 3. zusammengenommen. Randader über die Mündung des Cubitus hinausgehend. Gabelung der Discoidalader hinter derjenigen der Postikalader. Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz, die mittlere und hinteren sind länger und der ganzen Länge nach dicht feingedörnelt. Mittel- und Hinterschienen auf der Außenseite mit einer Reihe kurzer Dornen. Enddornen der Schienen kräftig entwickelt. Tarsenkrallen klein. Basallamellen der Genitalien lang, walzenförmig, die Endlamellen klein, eiförmig. Körperlänge 4 mm.

Docosia archaica n. sp.

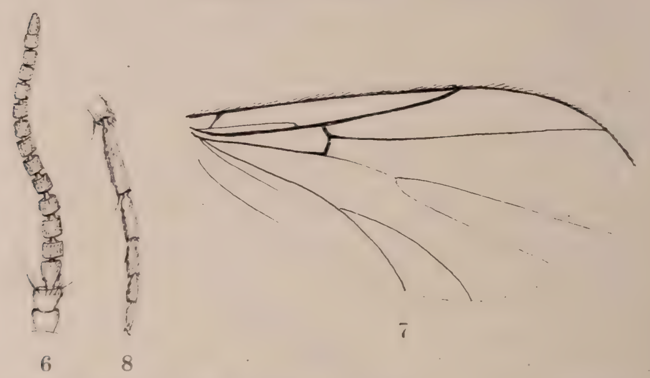


Fig. 6. Fühler von *Docosia archaica* n. sp. ♀. 48 : 10.
Fig. 7. Flügel derselben Art. 30 : 1.
Fig. 8. Vordere Tarsenglieder derselben. 30 : 1.

♀ Fühler kurz, nicht so lang als Kopf und Mittelleib, und aus 16 kurzgestielten ungefähr ebenso langen als breiten Gliedern bestehend: die ersten beiden Glieder napfförmig, das 3. länger als das 4., das letzte stumpf keilförmig und länger als das vorletzte. Mediastinal- oder Hilfsader vor dem Ende der Schulterzelle in die erste Längsader mündend. Gabelung der Diskoidalader hinter derjenigen der Postikalader. Randader weit über die Einmündung des Cubitus

hinausgehend und fast die Flügelspitze erreichend. Vordere Tarsenglieder dicht behaart, länger als bei *Doc. subtilis*[9]) Meun., vord. Metatarsus nicht ganz zweimal so lang als das 2. Glied, dieses letztere etwas länger als das 3., und das 5. länger als das 4. Krallen klein und dünn. Mittlere Schienen fein gedörnelt, die hinteren fast kahl; Mittel- und Hintertarsen fein und dicht gedörnelt. Genitalanhänge kräftig. Körperlänge 2½ mm.

♀ Fühler wie beim ♂. Vordere Tarsenglieder erweitert: 1. Glied ungefähr doppelt so lang als das 2. Glied, dieses etwas länger als das 3., das 4. und 5. gleich lang. Krallen klein und dünn. Mitteltarsen ebenfalls stark. Hinter-Schienen und -Tarsen wie beim ♂. Genitallamellen stark entwickelt, die basalen walzenförmig, die Endlamellen ei-förmig. Körperlänge 3½ mm.

Docosia subvaria n. sp.

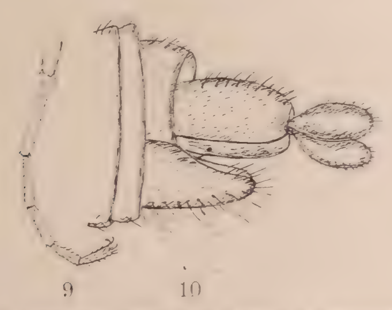


Fig. 9. Vordere Tarsenglieder von *Docosia subvaria* n. sp. ♀. 20:1.
Fig. 10. Genitalien dieser Art. 48;1.

♀ Fühler das Ende des Rückenschildes erreichend, aus 16 behaarten, ein wenig länger als breiten Gliedern bestehend: die beiden ersten Glieder napfförmig, ziemlich kurz, das 2. Glied mit einigen Borstenhaaren am oberen Rande; das 3. Glied becherförmig, länger als das 4., das vorletzte und das letzte Glied ungefähr gleich lang. Das 2. Tasterglied länger als das 3., das 4. am längsten. Flügel wie bei *Docosia varia*[10]). Vordere Tarsenglieder kürzer als bei der genannten Art. Metatarsus um ein Drittel länger als das 2. Tarsenglied, dieses letztere ein wenig länger

---

[9]) Monographie, l. cit. p. 163 (Separatum).
[10]) Monographie des Cecidomyidae, Mycetophilidae: etc. pl. XIII, Fig. 4.

als das 3., das 4. und 5. Glied ungefähr gleich lang. Tarsenkrallen klein und dünn. Auf der Außenseite der Schienen, hauptsächlich der Hinterschienen, eine Reihe ziemlich kurzer Dornen; Hinterschenkel auf der Innenseite mit einer Reihe ziemlich langer Borsten. Basallamellen der Genitalien kräftig, lang, walzenförmig, die Endlamellen länglich oval.

Gattung *Execia* WINNERTZ.

Exechia inflata n. sp.

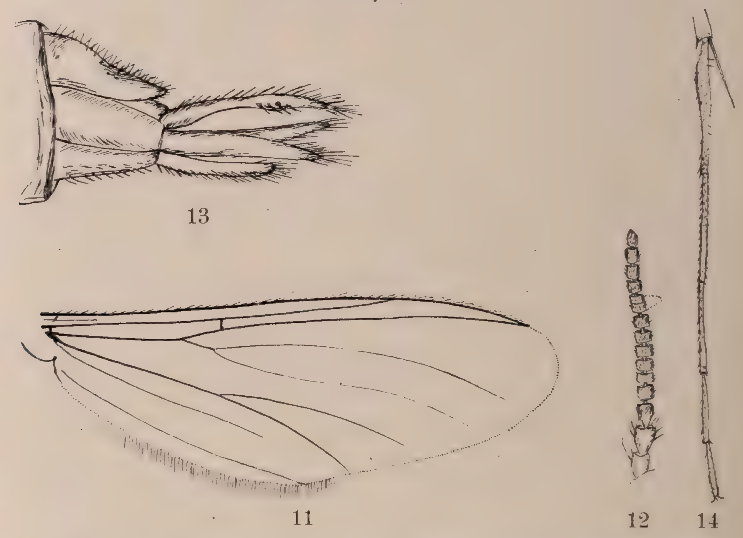


Fig. 11. Flügel von *Exechia inflata* n. sp. ♂. 30 : 1.
Fig. 12. Fühler desselben Fossils. 33 : 1.
Fig. 13. Hypopygium desselben. 40 : 1.
Fig. 14. Vordere Tarsenglieder desselben. 20 : 1.

Fühler bedeutend kürzer als Kopf und Mittelleib, aus 15 Gliedern[11]) bestehend: 1. Glied walzenförmig, 2. u. 3. Glied becherförmig, das 2. mit einigen längeren Borstenhaaren, die folgenden Glieder[12]) bedeutend kürzer, etwas breiter als lang, und das vorletzte Glied ein klein wenig länger als das letzte, welches beinahe eiförmig ist. Rücken stark bucklig gewölbt, mit deutlich erkennbaren langen

[11]) VAN DER WULP *(Diptera Neerlandica)*, WINNERTZ und JOHANNSEN geben für die Gattung *Exechia* 16 Glieder an.

[12]) Das 10. und 11. Glied ist vielleicht infolge der Fossilisation in eines zusammengezogen und ist eine kaum merkliche Einschnürung in der Mitte zu erkennen.

Borstenhaaren am Vorderrande und gegen den Kopf zu gerichtet. Punktaugen undeutlich[13]). Schildchen mit einigen langen, starken Borstenhaaren. Flügel mikroskopisch haarig. Randader nicht über die Mündung der Cubitalader hinausgehend; Schulterzelle lang und schmal. Diskoidalgabel (Mediangabel d. rez. Autoren) mit sehr kurzem Stiel, Postikalgabel (Cubitalgabel) etwas kürzer als die Diskoidalgabel, welche übrigens sehr langgestreckt ist, die Gabelzinken der beiden Gabeln erreichen nicht den Flügelrand, sondern sind in einiger Entfernung von demselben abgebrochen. Genitalanhänge fadenförmig, lang und mit einer langen Behaarung versehen, wie sie auch bei *Exechia casta*[14]) Johannsen vorkommt.

Vordere Hüften mit einigen Borsten am Ende. Vordere Tarsenglieder viel länger als die Schienen, diese letzteren mit sehr langen und starken Enddornen. Metatarsus an der Basis etwas erweitert und länger als das 2. Tarsenglied, das 3. Glied länger als das 4., und dieses länger als das 5. Krallen klein und dünn. Hinterschienen auf der Außenseite mit 5 kurzen Dornen. (Bemerkung: In „Le Naturaliste“ von Paris habe ich im Jahre 1907 *Exechia erupta* aus rezentem Sanzibar-Kopal beschrieben.)

Durch die langen, dünnen Beine und durch die eigenartigen Genitalanhänge charakterisiert sich diese Mücke sicher als zu den *Exechia* gehörig, obwohl die Flügel mit der übereinanderliegenden Gabelung und dem sehr kurzen Stiel der Discoidalgabel eine gewisse Ähnlichkeit mit der Gatt. *Mycetophila* aufweisen. Körperlänge $2^1/_2$ mm.

Gattung *Allodia* Winnertz.

Allodia eridana n. sp.

In der Monographie d. *Mycetophilidae*[15]) des Bernsteins habe ich *Allodia fungicola*, *succinea*, *separata* u. *brevicornis* beschrieben.

---

[13]) Bekanntlich existieren bei den lebenden Formen der Gattung *Mycothera* 3. und bei den *Mycetophila* 2 Punktaugen. Die *Exechia* haben manchmal 2 und manchmal 3 Punktaugen; diese Merkmale sind jedoch bei den fossilen Formen nur höchst selten zu erkennen.

[14]) The Mycetophilidae of North-America. Part. IV. Fig. 56 bis 57. Orona 1912. und die Abbildungen dieser Gattung. Fig. 171 und 173 derselben Abhandlung.

[15]) l. cit. S. 164—166.

♀ Fühler aus 15 Gliedern bestehend, ziemlich dünn, ungefähr so lang wie Kopf und Rücken zusammen, kurz und grob behaart: 1. u. 2. Glied napfförmig, das 3. walzen-

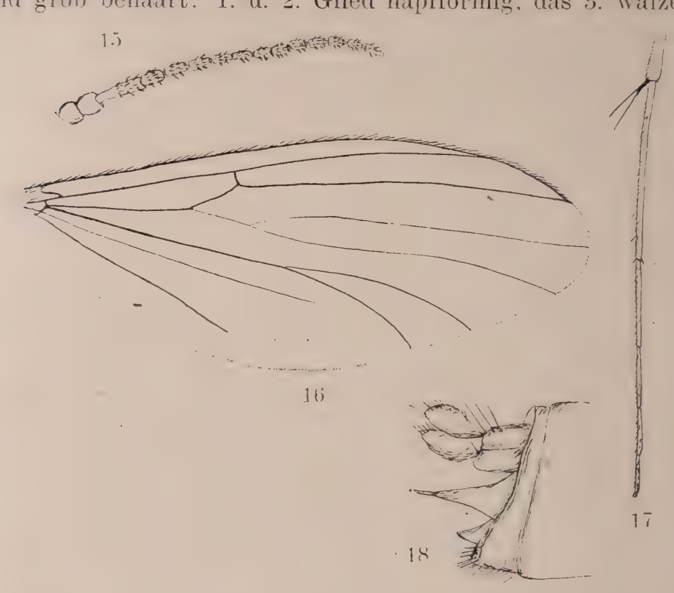


Fig. 15. Fühler von *Allodia eridana* n. sp. ♀. 33 : 1.
Fig. 16. Flügel dieser Art. 30 : 1.
Fig. 17. Hintere Tarsenglieder derselben Art. 20 : 1.
Fig. 18. Genitalien-Legeröhre von dieser Art. 48 : 1.

förmig, bedeutend länger als das 4., die folgenden Glieder etwas länger als breit, das letzte Glied etwa gleichlang mit dem vorletzten. Die Fühler vermindern sich gegen das Ende zu nur sehr wenig im Durchmesser. Letztes Tasterglied, (es ist nur dieses zu erkennen) sehr lang. Rücken stark bucklig gewölbt, auf der Mitte und am Vorderrande mit einigen steifen Borstenhaaren. Schwinger groß. Flügel bedeutend kürzer als der Hinterleib. Randader über die Mündung des Cubitus nicht hinausgehend. Basis des Cubitus[16]) dreimal so lang als die kl. Querader[17]). Stiel der Diskoidal-

[16]) Radius-Median Comstock and Needham. The wings of Insects, The American naturalist. s. 1897—98.

[17]) Basis des Radial Sector idem. Diese Benennungen passen sich besser der Morphologie des Flügelgeäders an. In meiner Monographie (l. c. 1904) folgte ich der Klassifikation von Winnertz weshalb ich auch in diesen neueren Abhandlungen dieses System im allgemeinen beibehalte.

gabel ziemlich lang; die Postikalgabel etwas kürzer als die Diskoidalgabel. Hinterleib verlängert und sehr verengt an der Basis. Beine sehr lang und dünn, hauptsächlich die vorderen, doch ist es nicht möglich, die Länge der einzelnen Glieder anzugeben. Schienen deutlich länger als die Schenkel. Enddornen lang und stark. Hinterbeine ebenfalls sehr lang, ebenso die Hintertarsen, die fein gedörnelt sind: Metatarsus bedeutend länger als das 2.—5. Glied zusammengenommen; das 2. Glied länger als das 3., und das 5. kürzer als das 4. Krallen klein und sehr dünn. Alle Hüften, Schienen und Schenkel sehr verlängert, so daß die außergewöhnlich langen Beine diese Art sehr auffallend charakterisieren. Legeröhre mit kl. behaarten Endlamellen. Körperlänge 3½ mm.

Gattung *Brachycampta* WINNERTZ.

Brachycampta exstincta MEUN. (1904).

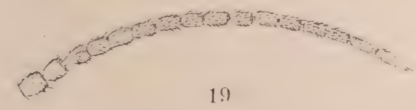


Fig. 19. Fühler von *Brachycampta exstincta* MEUN. ♀. 30 : 1.

♀ Das ♂ dieser Art ist in der Monographie l. c. beschrieben und abgebildet.

Endglied der Fühler deutlich länger als das vorletzte Glied. Letztes Tasterglied lang. Die Seiten des Mittelleibes mit einigen Borstenhaaren. Basis der Cubitalader (Radius-Med.) viermal so lang als die kleine Querader (Basis des Radial-Sektors). Vorderhüften stark behaart. Schenkel und Schienen der Vorderbeine ungefähr gleichlang; Enddornen lang mit kurzer dichter Behaarung. Metatarsus der Hinterbeine mit ziemlich starken Dörnchenreihen, die teils einzeln, teils zu Paaren verteilt sind. Mittelschienen mit einem kurzen Dorn auf der Mitte. Hinterschienen auf der Außenseite mit zirka 10 starken Dornen. Krallen sehr klein und dünn. Endlamellen der Genitalien behaart. Körperlänge 3½ mm.

Gattung *Syntemna* WINNERTZ.

Syntemna sciophiliformis MEUN.

♂ Dieses Fossil hat dieselben Merkmale wie das ♀ (Monographie l. c.), es ist jedoch durch die Fühler etwas verschieden. Bei dem ♀ sind die ersten Glieder kaum

länger als breit, und die Endglieder deutlich länger als breit (loc. cit. Fig. 11).

Fühler länger als Kopf und Mittelleib, flaumhaarig: 1. Glied napfförmig, das 2. ebenso, das 3. Glied etwas

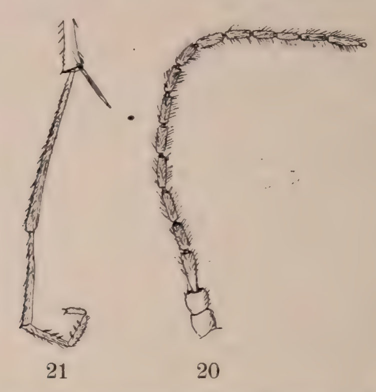


Fig. 20. Fühler von *Syntemna sciophiliformis* Meun. ♂. 30 : 1
Fig. 21. Vordere Tarsenglieder dieser Art. 30 : 1.

länger als das 4. Alle Glieder etwa dreimal so lang als breit, vorletztes Glied ein wenig kürzer als das letzte; dieses Glied besitzt am Ende eine winzige Erhöhung, wie dieselbe bei den Gattungen *Asindulum* und *Loewiella* häufig vorzukommen pflegt. *S. sciophiliformis* hat etwas kürzere Fühlerglieder als *Loewiella asinduloïdes*. Schenkel ziemlich verdickt. Hinterer Metatarsus länger als das 2.—5. Tarsenglied, 2. Glied länger als das 3., dieses letztere etwas länger als das 4., das 5. Glied am kürzesten. Krallen klein, doch kräftig. Hinterschenkel an der Spitze der Außenseite mit 2—3 langen Borstenhaaren. Hinterschienen ungefähr so lang wie die Tarsen und mit 10—12 doppelt gereihten Dornen. Genitalanhänge sehr stark entwickelt. Körperlänge 3½ mm.

Gattung *Boletina* Staeger.

Boletina uniciliata n. sp.

♀ Diese Art hat einige Ähnlichkeit mit *Bol. Oustaleti* Meun. ♀ (1904).

Fühler kaum länger als Kopf und Mittelleib, behaart, gegen das Ende zu dünner werdend. Die Geiselglieder sind am Anfang, bis zum neunten Glied, etwas länger als breit, von da ab jedoch zweimal so lang als breit.

Alle Glieder ein wenig gestielt: 1. u. 2. Glied napfförmig, letzteres am Oberrande mit einer sehr langen Borste und einigen kurzen Borstenhaaren; 3. Glied etwas länger als

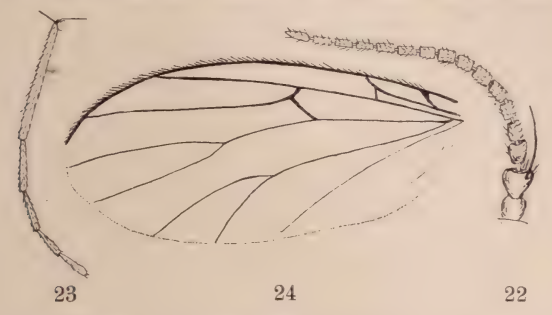


Fig. 22. Fühler von ***Boletina uniciliata*** n. sp. ♀. 33 : 1.
Fig. 23. Vordere Tarsenglieder dieser Art. 33 : 1.
Fig. 24. Flügel derselben. 15 : 1.

das 4., becherförmig. Letztes Glied ziemlich kurz, doch immerhin ein wenig länger als das vorletzte. Mittelleib bucklig gewölbt, mit einigen langen Borstenhaaren. Flügel mikroskopisch haarig. Randader ziemlich weit über die Einmündung des Cubitus hinausgehend. Mediastinalader ein wenig jenseits der kl. Querader, die sie mit der Subkostalader verbindet in den Flügelrand mündend. Stiel der Diskoidalgabel ziemlich lang; Gabelung der Postikalader etwas vor derjenigen der Diskoidalader. Vordere Schienen länger als die Schenkel; vord. Tarsen bedeutend länger als die Schienen; der Metatarsus gut zweimal so lang als das 2. Glied; 3., 4. und 5. Glied etwa von gleicher Länge. Krallen klein. Mittelschienen mit 4 kurzen Dornen auf der Vorderseite und einer Reihe sehr kurzer Dörnchen auf der Hinterseite. Hinterschienen auf der Außenseite mit dichtstehenden kammartig gereihten, doch nicht sehr starken Dornen. Endlamellen der Genitalien eiförmig. Körperlänge 2½ mm.

♂ Unbekannt.

Gattung *Palaeoboletina* Meunier (1904).

Palaeoboletina elongatissima Meun. (1904).

♀ Das ♂ dieser Art wurde in der Monographie der Mycetophiliden p. 151 (162), pl. XII. Fig. 3 u. 3b beschrieben; es ist dies eine von den sehr großen Mycetophiliden-Formen des Bernsteins. Johannsen (*Diptera*,

Fam. *Mycetophilidae,* Genera Insectorum[18]) schaltet sie der Gattung *Boletina* STAEGER ein. Sie unterscheidet sich jedoch von den Boletina-Arten durch eine beträchtlich weitere Schul-

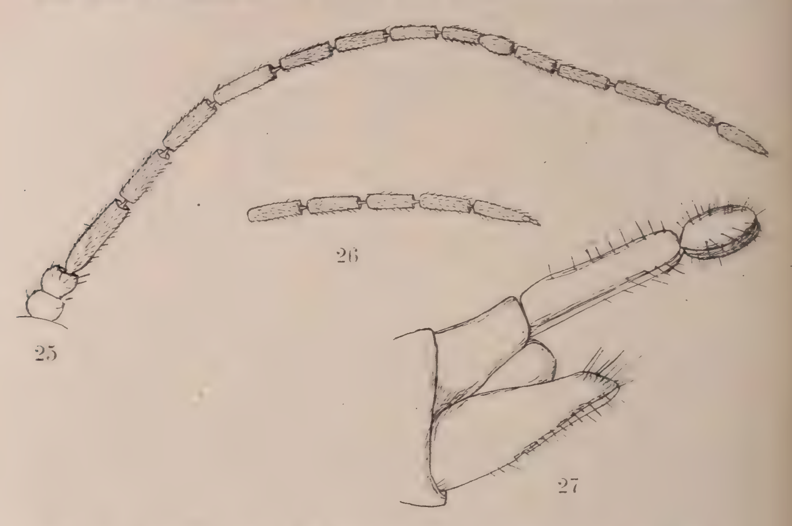


Fig. 25. Fühler von *Palaeoboletina elongatissima* ♀. 30 : 1.
Fig. 26. Letzte Fühlerglieder von *Palaeoboletina elongatissima* ♂. 40 : 1.
Fig. 27. Legeröhre dieser Art. 33 : 1.

terzelle. Endglied der flaumhaarigen Fühler ohne die kleine warzenförmige Erhöhung, welche sich beim ♂ vorfindet, und ungefähr von gleicher Länge wie das vorletzte Glied. Mittelleib etwas bucklig gewölbt. Die Mediastinalader sowie auch die 1. und 2. Längsader deutlich behaart, die anderen Adern kahl. Vorderhüften behaart. Mittelschienen auf der Außenseite mit 3 starken langen Dornen auf der Mitte, und 2 ebenfalls stärkere Dornen an der Basis der Innenseite. Basallamellen der Genitalien sehr lang, die Endlamellen eiförmig und stark behaart. Durch die breite Schulterzelle (media) ist diese Fliege jedenfalls als eine eigentümliche Form des Bernsteins gekennzeichnet. Es hängt nun von weiteren Funden ab, ob man nach dem Beispiel JOHANNSENS diese Art bei den *Boletina*, welche stets eine sehr enge Schulterzelle haben, belassen soll, oder ob es vorzuziehen ist, die Gattung *Palaeoboletina* aufrecht zu erhalten. Die warzenartige Erhöhung des Endgliedes der Fühler des ♂

[18]) P. Wytsmann, Bruxelles 1909.

hat jedenfalls auch seine Wichtigkeit; sie kommt auch bei *Archaeboletina* und *Palaeoboletina grandis* vor, fehlt jedoch bei den *Proboletina*. Irrtümlicherweise fehlt an der Zeichnung der Fühlerendglieder von *Palaeoboletina elongatissima* ♂ (Monographie pl. XII. Fig. 13)[19]) diese Erhöhung, welche jedoch in der Beschreibung der betreff. Arten, *Archaeoboletina tipuliformis*, *Palaeoboletina grandis* und *elongatissima* nicht unerwähnt geblieben ist.

Körperlänge 8 mm.

2. *Tipülidae.*

Limnobinae.

Gattung *Dicranomyia* Stephens.

Dicranomyia graciosa n. sp.

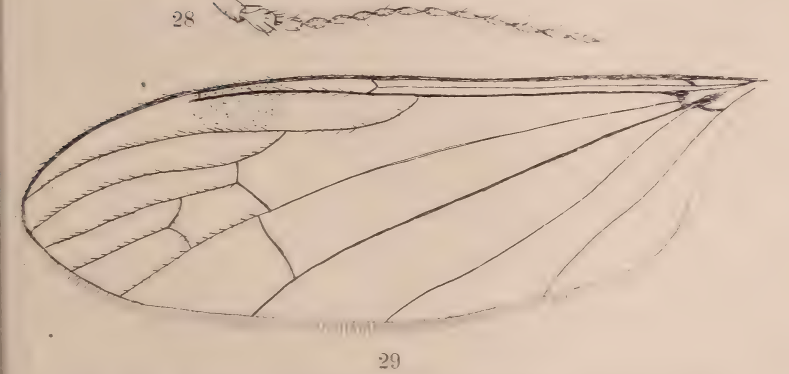


Fig. 28. Fühler von *Dicranomyia graciosa* n. sp. ♂. 30 : 1.
Fig. 29. Flügel derselben Art. 15 : 1.

In der „Monographie der Tipulidae de l'ambre de la Baltique"[20]) habe ich *Dicranomyia lobata* beschrieben. Bei den *Dicranomyia* vereinigt sich die Mediastinalader mit der Costal- oder Randader vor, an oder ein wenig hinter der Stelle, wo die 2. Längsader entspringt. Van der Wulp (Diptera Neerlandica S. 396. pl. XII. Fig. 9) und Schiner (Fauna Austriaca p. 565) betrachten *Dicranomyia* Osten-Sacken als zu den wirklichen *Limnobien* gehörig.

♂ Fühler aus 14 Gliedern bestehend und von. das Ende des Mittelleibes nicht erreichender Länge; alle Glieder wirtel-

---

[19]) Siehe Monographie l. cit. Taf. XII. S. 251 (Bemerkungen).
[20]) Ann. des Sciences naturelles, Zoologie p. 363, pl. XII, Fig. 1 et 2, Paris 1906.

haarig und von der Mitte gegen das Ende zu dünner werdend: 1. Glied walzenförmig ziemlich lang, das 2. napfförmig und kürzer als das vorige, die Glieder 3—7 eiförmig, die folgenden ebenfalls eiförmig, doch mehr verlängert; letztes Glied ungefähr so lang wie das vorletzte. Taster stark: das 1. Glied etwas länger als das 2., das 4. dünner und länger als das 3. An den Flügeln mündet die Mediastinalader (auxilary vein) in den Flügelrand etwas entfernt vom Ausgangspunkte der 2. Längsader. Die hintere Querader (great cross vein) trifft in die Diskoidalzelle etwas hinter der kleinen Querader (anterior cross vein). Die 7. Längsader ist deutlich geschwungen. Schwinger sehr groß. Obere Genitalanhänge etwa nierenförmig, behaart. Chitinstacheln kräftig[21]).

Körperlänge 5 mm. Beine sehr lang und dünn. Vordere Schienen länger als die Schenkel; Metatarsus ein Drittel länger als die Glieder 2—5 zusammengenommen; 2. Glied doppelt so lang als das 3., 4. und 5. Glied ungefähr von gleicher Länge.

Dicranomyia sinuata n. sp.

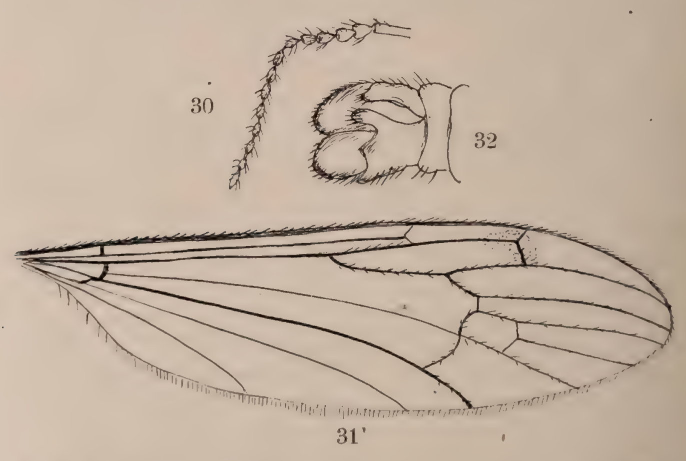


Fig. 30. Fühler von *Dicranomyia sinuata* n. sp. ♂. 30 : 1.
Fig. 31. Flügel dieser Art. 20 : 1.
Fig. 32. Hypopygium derselben Art. 30 : 1.

[21]) Der Bau des Hypopygiums dieser Art ist morphologisch nach demselben Plane angelegt, wie derjenige von *Dicranomyia lobata*. Für das Studium der Genitalien der Tipuliden, siehe Czižek. Die mährischen Schnaken. Zeitschr. d. Mähr. Landesmuseum. Bd. XII, Brünn 1911.

♂ Durch seine Kleinheit ist diese Art sofort von *D. graciosa* zu unterscheiden. Fühler fast so lang wie Kopf und Mittelleib und von der Mitte bis zum Ende allmählich dünner werdend; das 1. Glied walzenförmig, lang, 2.—4. Glied etwas rundlich, die folgenden eiförmig; letztes und vorletztes Glied ziemlich von gleicher Länge. Alle Glieder kurz gestielt und mit einigen steifen, aber kurzen Wirtelhaaren. An den Flügeln mündet die hintere Querader (great cross vein) genau unter der kleinen Querader (anterior cross vein) sie bilden zusammen eine gebogene Linie. Schwinger groß. Hypopygium sehr stark entwickelt und in der Form, soweit dies möglich ist, an dasjenige von *Limnobia indigena* OSTEN-SACKEN (pl. III Fig. 7)[22]) erinnernd. Beine lang und dünn. Körperlänge 2½ mm. ♀ Fühler von derselben Form wie beim ♂, nur etwas dicker. Die Adern der Flügel lassen eine deutliche, kurze Behaarung erkennen. Oberer Teil der Legeröhre sichtlich länger als der untere. Körperlänge 4½ mm. 2 ♂ und 2 ♀.

Limnophilinae.

Gattung *Limnophila* MARQUART.

Limnophila (Dactylolabis) concinna MEUN. var. *maculata.*

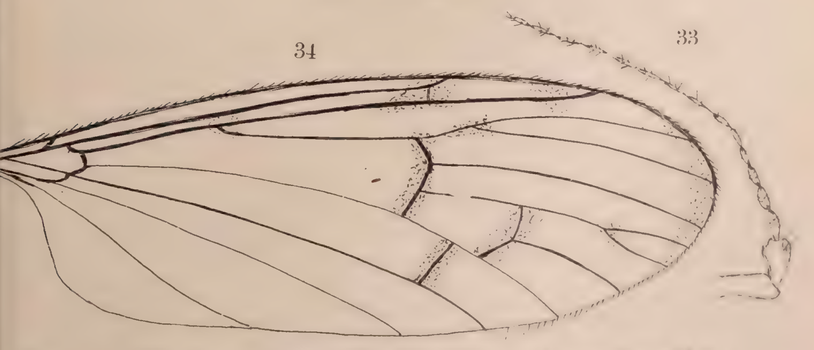


Fig. 33. Fühler von *Limnophila* (*Dactylolabis*) *concinna* MEUN. var. maculata ♂ 30 : 1.
Fig. 34. Flügel dieses Fossils. 18 : 1.

Von dem Typ dieser Art aus der Sammlung von Herrn Prof. R. KLEBS (Nr. 7677) wurde in der „Monographie des Tipulidae" keine Abbildung des Flügels gegeben. Das der

[22]) Monographs of the Diptera of North-America. Part. IV. p. 94, Washington 1869.

Universität Königsberg gehörige Stück ist ein wenig größer und weist auch einige kleine Unterschiede im Flügel und in der Form der Fühler auf; dieselben bestehen aus 16 Gliedern und erreichen die Mitte des Mittelleibes nicht: 1. Glied walzenförmig, sehr dick, länger als das 2., welches napfförmig, ebenfalls groß und mit einigen Borsten am oberen Rande versehen ist; 3.—6. Glied eiförmig und mit kurzen Wirtelhaaren, die letzten Glieder 7.—16. sehr langgezogen oval und dünn mit etwas längeren Wirtelhaaren. Hinterkopf und Hals deutlich lang behaart. An den Flügeln sind die Flügellappen stark entwickelt; die Queradern, Ansatz der Gabeläste und auch die Flügelspitze dunkel gesäumt. Hintere Querader (great cross vein) etwas hinter der Mitte der Diskoidalzelle stehend. Leider sind an diesem Stücke sowie auch an dem 1904 beschriebenen Stück die Tarsenglieder nicht zu erkennen; es muß also vorderhand, bis zur Auffindung eines vollständigen Exemplares unentschieden bleiben, ob das vorliegende Fossil nur eine Varietät von *L. concinna* oder ob es als neue Art zu betrachten ist.

Körperlänge 6 mm.

Gattung *Trichoneura* Loew *(Sackeniella* Meun.).

Trichoneura vulgaris Loew (Meun.)

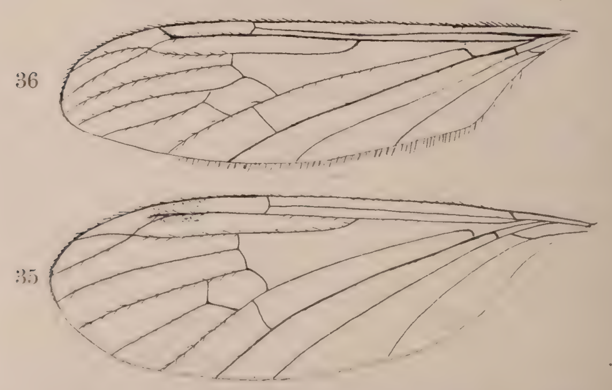


Fig. 35. Flügel von *Trichoneura vulgaris* (Löw) Meun. 15:1.
Fig. 36. Flügel von *Trichoneura vulgaris* var. *prolifica*. 15:1.

Diese eigentümliche Tipulidenform ist von Loew im Jahre 1850[25]) nur im allgemeinen erwähnt worden. Im Jahre 1894

[25]) Über den Bernstein und die Bernsteinfauna. Meseritz. 1850. S. 36—37.

habe ich eine skizzenhafte Beschreibung nach einem einzigen mir vorgekommenen Stück im „Bulletin de la Soc. Ent. de France"[24]) veröffentlicht. Eine große Anzahl neu vorgefundene Stücke dieser Gattung ermöglichen es mir heute, die Abbildung des Flügels dieser zu den *Limnophilinae* gehörigen Mücke und seine Varietät vergleichsweise wiederzugeben. Ich halte dies deshalb für nötig, weil ich diese Wiedergabe in meiner Monographie l. cit. unterlassen habe. Wie aus der Abbildung hervorgeht, ist die Varietät durch eine verlängerte Discoidalzelle und eine etwas schief liegende hintere Querader charakterisiert. Die 2. Längsader (Radius) sendet einen Ast nach der Randader, während bei der typischen Form dieser Ast plötzlich abgebrochen ist, ohne gegen die Randader abzubiegen.

Anm.: *Docosia uniciliata*, *archaica* u. *subvaria* sind Übergangsformen der Gattungen *Docosia* und *Syntemna*; sie dürften wohl später der Gattung *Syntemna* eingereiht werden, trotzdem die Stellung der Punktaugen nicht erkennbar ist.

[24]) p. CLXXXVII—CLXXXVIII, Paris 1894; siehe auch Miscellanea Entomologica. p. 174. Narbonne 1899.

[Manuskript eingegangen am 18. Dezember 1915.]

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1916.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1916 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften[1]).

In dieser Liste ist wie bei den Zitaten der Aufsätze die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **53**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Agram (Zagreb). Kroatischer Naturforscher-Verein. Societas historico-naturalis Croatica: Glasnik 0.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 0. Bulletin 0.

Amsterdam. Rijksopsporing van Delfstoffen. Jaarverslag 0.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin 0.

Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte 0.

Austin, The University of Texas. Bulletin Sc. Ser. Nr. 29, 1914.

Baltimore. Maryland Geological Survey.

— Report of the Conservation Commission of Maryland 0.

Bamberg. Naturforschende Gesellschaft 0.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XXV, XXVI.

Bayreuth. Naturwissenschaftliche Gesellschaft 0.

Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales 0.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin 0.

— Biennial Report of the President of the University 0.

[1]) Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Jahrbuch **33**, Teil II, 3; **34**, Teil II, 3; **35**, Teil I, 3; II, 1, 2; **36**, Teil I, 1, 2. Abhandlungen: Neue Folge H. 55, 65, 69, 79, 80, 82 m. Abh. Flegel-Tornow: Die Entwicklung der deutschen Montanindustrie von 1860—1912.

— Archiv für Lagerstättenforschung, 21 Tille, 19 Denckmann, 18 Jongmanns, Gothan, 20 Kraft, 22 Raefler.

— Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete, 10 Glassener, 11 Range, 12 Oppenheim.

— Brandenburgische Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege. Mitteilungen 0.

— Königl. Geol. Landesanstalt. Katalog der Bibliothek 0.

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate **63**, 1915, 4, Stat. 1, 2; **64**, 1916, 1—3.

— Die Verhandlungen und Untersuchungen der Preußischen Seilfahrtkommission 0.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1915, 41—53, 1916, 1—40.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 45, 1913.

— Die Naturwissenschaften. Wochenschrift für die Fortschritte der Naturwissenschaft, der Medizin und der Technik 0.

Bern. Schweizerische Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen **97**, I u. II.

— Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F. 44.

Bielefeld. Naturwissenschaftlicher Verein Bielefeld und Umgegend. Bericht 0.

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 0.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 0.

Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes 0.

Boston. Society of natural history. Proceedings 0.
— Occasional Papers 0. — Memoirs 0.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur. Jahresbericht 1914, 1 u. 2 (92).

— Literatur der Landes- und Völkerkunde der Provinz Schlesien.

Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen 0.

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen 0.
— Bericht der meteorolog. Kommission 0.
— Ergebnisse der phänologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien 0.

Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. — Nouveaux mémoires 0. — Procès-Verbal 0. Mémoires 0.
— Académie royale des scienses. Bulletin 0. Annuaire 0.
— Société royale malacologique de Belgique. Annales 0.
— Musée Royal d'histoire naturelle de Belgique 0.
— Musée du Congo Belge 0.

Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul 0. Comptes-Rendus des séances 0.
— Academia Romana. Bulletin IV, 5—10, V, 1.

Budapest. Ungarische Geologische Gesellschaft: Földtany Közlöny 0.
— Kgl. Ungarische Geologische Reichs-Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XXI, 4—9, XXII, 1—4, 6, XXIII, 1, 3.
— — Jahresberichte 1913, 1 u. 2, 1914, 1 u. 2.
— — Publikationen. Zusammenstellung der Literatur über die Höhlen Ungarns 1549—1913. — Chemische Analyse der Trinkwässer Ungarns. 1911. — Geschichte der Bodenkunde in Ungarn. 1914.
— Természet (Nature). Revue hongroise illustrée pour la propagation des sciences naturelles 0.
— Balaton-Ausschuß der Ungarischen Geographischen Gesellschaft. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees 0.

Buenos Aires. Museo nacional. Anales 0.
— Minist. de Agricultura-Republica Argentinia. Anales 0.
— Boletin de la academia nacional de ciencias en Cordoba 0.

Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Annual Report 0; Proceedings 0.

Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires 0. Bulletin 0.

Calcutta. Geological survey of India. Memoirs 0.
— Memoirs. Palaeontologia Indica, 0. — Records 0.
— Prof. Paper 0.

Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg 0.

Capetown. Cape of Good Hope, department Mines, geolog. Commission. Annals South African Museum 0. — Annual Report of the geolog. Commission 0.

Chicago. Field Museum of Natural History. Report 0. Geol. ser. 0; Bot. ser. 0.
— John Crerar Library. Annual Report 1915.
Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 0.
— Archiv for Mathematik og Naturvidenskab 0.
Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht **56**, 1914/15, 1915/16.
Colorado. Colorado College. General Series 0. — Bulletin 0.
Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen XIII, 1914/15.
Columbia. The University ot Missouri. Bulletin 0.
Cordoba. Academia National de Cienzias. Boletin 0.
Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften XIV, 1/2. Katalog Heft 3.
Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt 1915, V, 1.
— Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen 0.
Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report 0, Bulletin 0.
Dijon. Académie des Sciences. Memoires 0.
Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte 0. Schriften 0.
Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte und Abhandlungen 0.
Dublin. Royal Irish academy. Proceedings 0.
— Royal Dublin Society Scientific. Proceedings 0. — The Economic Proceedings 0. — Scientific Transactions 0.
Edinburg. Royal physical society. Proceedings 0.
— Royal society. Transactions 0. — Proceedings 0.
— Geological Society. Transactions 0.
— Geological Survey of Scotland. Memoirs 0.
Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 0.
Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni Italiane 0. — Indice alfabet 0.
Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen 0. — Berichte **46**.
Frankfurt a. O. Naturwissenschaftlicher Verein des Regierungsbezirks Frankfurt a. O. Helios 0.
Freiberg i. S. Freiberger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht 0.
Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XXI, 1.

Freiburg (Schweiz). Société Helvétique des Sciences naturelles. Mémoires 0. — Bulletin XXII, 1913/14.

Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 38, 4, 5. Compte rendu des séances XXXII, 1915.

— Société Helvétique des Sciences naturelles 0.

— Société Paléontologique suisse. Mémoires 0.

Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte 0.

Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt. 9, 10, 1914/15. Naturw. Abt. 6, 1915.

Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen 0.

s'Gravenhage. Geologisch - Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Verhandelingen. Mijnbouwkundige Serie 1916, T. I, 1916 II, T. II, Jahrbuch 1916. Geologische Serie III, 1916.

Greifswald. Naturw. Verein, siehe Berlin.

— Geographische Gesellschaft. Jahresberichte 0.

Grenoble. Laboratoir de Géologie de la Faculté des sciences de l'université. Travaux 0.

Groningen. Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität. Mitteilungen 0.

Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv **69**, 1915, **70**, 1916.

Haarlem. Musée Teyler. Archives 0.

— Cataloque de la Bibliothéque, Tome 0.

Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions 0.

Halle a. d. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 100, 101, Registerband 64—100.

— Zeitschrift f. d. gesamten Naturwissenschaften, siehe Stuttgart.

Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XX, XXI, XXII, XXIII.

— — Abhandlungen XX, H. 2.

— Bund für Schulreform. Allgemeiner deutscher Verband für Erziehungs- und Unterrichtswesen. Mitteilungen 0.

Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte 0.

Hanoi (Tonkin). Service Géologique de l'Indochine Française. Memoires, Atlas 0.

Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen XIII, 2.

Helsingfors. Bulletin Société de Géographie des Finlande. Fennia 0.
— Commission géologique de Finlande. Bulletin 0.
— Comité de colonisation intérieur 0.
Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 64, 1/3, 4/6, 1914.
— Festschrift anläßlich der vom 30. August bis 2. September 1914 in Hermannstadt stattfindenden Wanderversammlung ungarischer Ärzte und Naturforscher.
Hougthon, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 0. Graduates 0.
Jassy. L'Université. Annales Scientifiques 0.
— Société de Médicins et Naturalistes. Bulletins u. Mémoires 0.
Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 0.
Johannesburg. The Transvaal Chamber of Mines. 0.
Irkutsk. Ost-Sibirische Abteilung der Kaiserl. Russisch. Geographischen Gesellschaft. Berichte 0.
Karlsruhe. Naturwissenschaftl. Verein. Verhandlungen XXVI: 1912/16.
Khartoum (Anglo-Egyptian Sudan). Geological Survey, Education Department. Bulletin 0.
Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften 0.
— Verein zur Pflege der Natur- und Landeskunde in Schleswig-Holstein, Hamburg, Lübeck und dem Fürstentum Lübeck. Monatsschriften 0.
Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 1—6, 1915.
Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft. Schriften 0.
Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geolgosk forening V, 1.
— Meddelelser om Grönland 0.
— Danemarks geologische Untersögelse.
I. Rackhe Nr. 13 Tekst u. Atlas.
II. „ „ 26 Crinoiderne.
II. „ „ 27 Marsken ved Ribe.
II. „ „ 28 Reindeer and Beaver.
II. „ „ 29 Ferskvandslagene ved Noue Lyngby.
II. „ „ 30 Kridtaflejrengerne Para Bornholm Sydvestkyst og deres Fauna.

Kopenhagen. Danemarks geologische Untersögelse.
IV. Rackhe Bd. 1, Nr. 1 Louis le Maire.
IV. „ „ 1, „ 2 Ristinge Klint.
IV. „ „ 1, „ 3 Spaltedale i Jytland.
IV. „ „ 1, „ 4 Om Dislokationerne i Lonstrup Klint.
IV. „ „ 1, „ 5 Mellem-miocaene Blokke fra Esbjerg.
IV. „ „ 1, „ 6 Indsynkningen i Aertbolle Hoved.
V. „ „ 1, „ 1 Bornholms Geologie. V. Milthers.

Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 0.
— Katalog literat. Nankowej Polskiej 0.

La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises III B, II, 3, III, 1.

La Plata. Direcció General de Estadistica de la Provincia Buenos Aires. Boletin Mensual 0.
— Museo de la Plata. Revista 0.

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin **50**, 187, 188, 189, 190.

Lawrence. University of Kansas. Bulletin 0.

Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik 0.
— Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1914. Wissenschaftliche Veröffentlichungen.
— Der Geologe 15—18.
— Deutsche Geologische Gesellschaft und Geologische Vereinigung: Berichte über die Fortschritte der Geologie VII 1, 2.
— Verein der Geographen an der Universität Leipzig. Mitteilungen 0.
— Aus der Natur. Zeitschrift für den naturwissenschaftlichen und erdkundlichen Unterricht XII 3—12, XIII 1—3.

Le Puy. Société d'agriculture. Bulletin 0.

Lille. Société géologique du Nord. Annales 0. — Memoires 0.

Lima. Sociedad Geográfica de Lima. Boletin 0.

Lissabon (Lisboa). Commissão do Servicio geologico de Portugal. Communicações 0.
— Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin 0.

Liverpool. Geological Society. Proceedings 0.

London. Geological society. Quarterly Journal 0. — Abstracts of the Proceedings 0. — Geological Literature 0.

London. Geological society. Geological Magazine 0.
— British Museum (Natural History) 0.
— Memoirs of the Geological Survey. England and Wales 0.
— Memoirs of the Geological Survey. Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain and the Museum of Practical Geology 0.
— Memoirs of the Geological Survey of Great Britain. Palaeontology 0.
Lourain. Institut géologique de l'université. Memoires 0.
Lund. Universität. Afdelningen, 0.
Lüneburg. Naturwissenschaftlicher Verein für das Fürstentum. — Jahreshefte 0.
Lüttich (Liège). Société géologique. Annals 0. Mémoires 0.
— Société royale des sciences. Mémoires 0.
Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles 0.
— Société des Naturalistes luxembourgeois. Monatsberichte 0.
Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires 0.
Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin 0.
— Wisconsin Academy of sciences. Transactions 0.
Madrid. Instituto Nacional de Ciencias Fisico-Naturales. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales. Ser. Geol. 0.
Magdeburg. Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte 0.
— Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte und Abhandlungen 0.
Mailand (Milano). Società italiana de scienze naturali. Atti 0.
Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Produktion of Commercial Mineral Products during the Year 0.
Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletin — Memoirs 0. — Records 0.
— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 0.
— Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S.
— Commonweath of Australia 0.
Mexico. Instituto geologico. Boletin 0. — Parergones 0.
— Sociedad Geológia Mexicana. Boletin 0.
Michigan. Academy of Science. Report 0.
Montevideo. Museo nacional. Annales 0.

Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Imperiale des naturalistes). Bulletin 0. — Nouveaux Mémoires 0.

— Geologische Untersuchungen über die Phosphoritlagerstätten. Redigiert von Prof. J. SAMOJLOFF, 0.

— Société Imperiale des Amio des Sciences Naturelles de Moscou, Section Géologique. Bulletin 0.

München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1915, 2, 3. Abhandlungen XXVIII, 1, 2, 3.

— Festrede: Kosmo- und geophysikalische Anschauungen eines vergessenen bayerischen Gelehrten.

— Kgl. Bayer. Oberbergamt. Geognostische Jahreshefte XXVIII, 1915.

— Deutsches Museum. Verwaltungsbericht 1914/15.

Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin 0.

Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin 0.

— Mémoires tome V, 1914.

New Haven. The American journal of science 37, 239—244, 246, 248—250.

— Connecticut Academy of Arts and Sciences. Memoirs 0.

New Orleans. Louisiana State Museum. Biennial Reports 0.

New York. American museum of natural history. Annual report 0. — Bulletin 0. — Memoirs 0.

— Library. Academy of sciences. Annales 0.

New Zealand. Geological Survey Departement of Mines. Bulletin 0.

Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie 0.

Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XIX, 1914 u. 1915. Mitteilungen 0.

Offenbach. Verein für Naturkunde 0.

Ohio. Geological Survey. Bulletin 0.

Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transactions 0.

— Geological Survey Branch Memoir. Report West-Territories 0; Summary Report 0.

Parahyba. Muzeo Commercial do Rio de Janeiro 0.

Paris. Société géologique de France. Bulletin 0.

— Société de Géographie. Bulletin „La Géogrophie" 0.

— Annales des mines 0.

Paris. Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires 0.
— École Française d'Athènes. Exploration archéologique
Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte XXII, 1912/16.
Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 0.
— Annual Progress Report 0.
Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings 0.
— Journal 0.
— American Institute of Mining Engineers. Bulletin 0.
Portland (Maine). Portland Society of natural history. Proceedings 0.
Pozsony. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1915. Jahresbericht 0.
— Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 0.
— Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos". Zeitschrift **63**, 1—10, 1915. Abhandlungen III, 1—7, IV, 1—2.
Preßburg. Verein f. Natur- u. Heilkunde. Verhandlungen 0.
Pretoria. Union of South Africa. Mines Department 0. Geological Survey. Report 0.
Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte 0.
Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin 0.
Rock Island, Illinois. Augustana Library, Publications 0.
Rochester. Geological Society of America. Bulletin 0.
— Academie of Science. Proceedings 0.
Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne 0. — Atti 0.
— Comitato R. geologico d'Italia. Bolletino 0. Memorie 0.
— Società geologica Italiana. Bollettino 0.
— Ufficio geologico. Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia 0.
— Internationales Landwirtschaftliches Institut. Internationale agrartechnische Rundschau VI, 6—12, VII, 1—5 Sachregister für das Jahr 1914; Bulletin bibliographique hebdomadaire VI, 43—52, Index für 1915.
Rostock. Großherz. Mecklenburg. Geolog. Landesanstalt. Mitteilungen 0.
San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings 0.
St. Etienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin 0. Annuaire 0.
St. Gallen. Naturwissenschaftliche Gesellschaft. Jahrbuch 0.

St. Louis. Academy of science. Transactions 0.
St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin 0. Mémoires 0.
— Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen 0. Materialien zur Geologie 0.
— Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.
— Comité géologique. Mémoires 0. Bulletin 0.
— Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux 0.
— Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux 0.
— Explorations géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie 0.
São Paulo. Sociedade Scientifique. Revista 0.
Sendai. Tôhoku Imperial University. The Science Reports 0.
Sofia. De l'Université de Sofia. Annuaire 0.
South Bethlehem, Pa. Economic Geology X, 7, 8, XI, 3—6.
Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State, Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennal Report, Annual Coal Rep. 0.
— State Museum of Natural History. Report 0.
Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar 51, 1—11, 53, 1—5. — Arkiv för Zoologie IX, 3, 4. — Arkiv för Botanik XIV, 2. — Arkiv för Mineralogi och Geologi VI, 1. — Arkiv för Matematik X, 4. — Årsbok 1915.
— Geolog. föreningen. Förhandlingar 38, 1—5.
— Personförteckningar 1739—1915.
— Les prix Nobel 0.
— Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut 0.
— Accessions-Katalog XXX, 1915.
— Sveriges Geol. Undersökning: Afhandlingar och uppsatser 0.
Straßburg i. E. Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung. Monatl. Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde 0.
Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 71, 1915.
— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 86 1, 2—3.
— Kosmos, Gesellschaft für Naturfreunde. Kosmos-Handweiser 0.
— Deutsch-Südamerikanisches Institut. Mitteilungen 0.

Sydney. Australian Museum: Report of the Trustees for the year, 0. Records: 0.
— Department of mines and agriculture: Memoirs. a) Geology 0, b) Palaeontology 0. — Mineral Resources 0. — Records: 0.
Taihoku. The Bureau of Productive Industry, Government of Formosa 0. (Icones Plantarum Formosanarum, nec non et Contributiones ad Floram Formosanam by B. HAYATA.)
Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages. 0. — Bulletin 0.
— Imperial university, science college. Journal 0. — General-Index 0. — Calendar 0.
— Imperial geological Survey. Memoirs 0.
Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction 0.
— University Geological Survey of Kansas Bulletin 0.
Toronto. Bureau of Mines, Annual report 0.
Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 0.
Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin XIII, 1.
— Årskrift 0.
Urbana. Illinois State Geological Survey. Bulletin 0.
Venezia. Instituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti 0. Memoire 0. Osservazioni Metereologiche Geodinamiele 0.
Washington. United States Geological Survey. Bulletin 0.
— — Monographs 0.
— — Annual Report, 1913.
— — Mineral Resources I, 1—5, II, 1—13, 15, 16, 19.
— — Professional Paper, 0.
— — Water Supply and Irrigations Papers 0.
— Smithsonian Institution. Annual Report 0. — Misceilaneous Collections. Quart. Issue 63, 6.
— Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 0.
— Opinions, rendered by the International Commission on Zoological Nomenclature 0.
— U. S. National Museum. Annual Report for the year ending June 0.
— The National Geographic Magazine 0.
Wien. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Mitteilungen des Geologischen und Paläontologischen Instituts der Universität Wien. Mitteilungen 0.

Wien. k.k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch **64**, 3, 4, **65**, 1—4. Verhandlungen 1915, 10—18; 1916, 1—4. — Abhandlungen 0.
— k. k. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXIX, 3/4, 30, 1/2.
— Geologische Gesellschaft in Wien. Mitteilungen VIII, 1915, 3/4.
— Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. I, **123**, 10, **124**, 1—7. Abt. IIa, **124**, 1—10. Abt. IIb, **124**, 1—10.
— Erdbebenkommission. Mitteilungen 0.
— Verein der Geographen der k. k. Universität 39, 40.
Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch **68**, 1915.
Zürich. Naturforschende Gesellschaft. Vierteljahrsschrift **60**, 3—4; **61**, 1/2. — Mitteilungen 1915.
— Schweizerische Naturforschende Gesellschaft (vorm. allgemeine Schweiz. Gesellsch. f. d. gesamten Naturwissenschaften). Neue Denkschriften **51, 52.**
— Geschichte der Geologischen Kommission der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft.
— Jahrhundertfeier der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (12.—15. September 1915).

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsberichte 1/3, 4/6, 7, 8/11, 12.

C. Karten und Kartentexte.

Europa.

Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt. Mit je 1 Heft Erläuterungen zu jedem Blatte[1].

Lief. 113. Eisenach, Wutha, Fröttstedt, Salzungen.
Lief. 191. †Hermannsburg, Sülze, Eschede.

Bayern. Oberbergamt.

Geologische Karte 1: 25 000, 0.

[1]) Die mit † bezeichneten Veröffentlichungen beziehen sich auf das Tiefland, alle übrigen auf das Gebirgsland.

S a c h s e n. Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen.

Blatt Nr. 81 (Tharandt), Nr. 144 (Burkhardtsdorf), Nr. 135 (Auerbach), Nr. 144 (Falkenstein) II. Auflage mit Erläuterungen.

Übersicht der Geologie von Sachsen von F. Koßmat.

Ö s t e r r e i c h.

k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien. Geologische Karte, 0.

U n g a r n. Kgl. Ungarische Geologische Reichsanstalt in Budapest.

Die Umgebung von Nagyszombat $\frac{Z\ 12}{K\ 17}$ 1 : 75 000,

Vágsellye, Nagysmány, Szenc u. Tallós $\frac{Z\ 13}{K\ 18}$ u. $\frac{Z\ 13}{K\ 17}$ 1 : 75 000,

Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Omolova $\frac{Z\ 26\ u.\ 27}{K\ 25}$ 1 : 75 000,

Die Umgebung von Berezna und Szinevér $\frac{Z\ 12}{K\ 29}$ 1 : 75 000.

R u m ä n i e n. Institutul geologie al Romanici. 0.

S c h w e i z.

Geolog. Kommission.

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

1 Geolog. Profiltafel Nr. 73 b mit Erläuterungen,
1 Geolog. Spezialkarte Nr. 77 mit Erläuterungen,
1 Geolog. Spezialkarte Nr. 29 mit Erläuterungen u. Profiltafel. Karte in 1: 100 000,
Spezialkarte Nr. 66 mit Profiltafel. Erläuterungen folgen später.

S c h w e d e n. Sveriges Geologiska Undersökning. Siehe Kopenhagen.

Asien.

J a p a n.

Geological Survey.
0.

Afrika.

Union of South-Africa.

Geolog. Survey.

0.

Australien.

Victoria.

0.

Ameriha.

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey.

Geologic Atlas.

0.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1917.

Vorstand

Vorsitzender:	Herr Keilhack.
Stellvertr. Vorsitzende	Herr Leppla.
	„ Belowsky.
Schriftführer	„ Bärtling.
	„ Oppenheim.
	„ P. G. Krause.
	„ Graf Matuschka.
Schatzmeister	„ Picard.
Archivar	„ Schneider.

Beirat

Die Herren Steinmann-Bonn a. Rh., Schmidt-Basel, Joh. Walther-Halle a. S., Milch-Greifswald, Beck-Freiberg i. S., Gürich-Hamburg.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen, 1914, Aachen.

Aachen, Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule, 1907.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Bezuidenhout 3, Haag (Holland).

Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Alberti, Rudolf, Dr., 1914. Goslar (Harz), Reußstr. 2.

Albrecht, Emil, Diplom-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.

Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France).
Altona (Elbe), Städtisches Museum, 1910. Altona (Elbe).
von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat a. D., 1873. München, Akademiestr. 13 II.
Andrée, Karl, Dr., Professor, 1902. Königsberg i. Pr., Brahmsstr. 19 I r.
Anholt, Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung, 1914. Anholt (Westf.).
Aockerblom, Ottmar, cand. rer. mont., 1914. Clausthal (Harz).
Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. München, Herzogparkstr. 2.
Arndt, Heinrich, Dr., 1909. München, Himmelreichstr. 3.
von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Athenstädt, Professor, Dr., Oberlehrer, 1912. Duisburg, Cölner Straße 16.
Aulich, Dr., Professor an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
Balkenhol, Joseph, Oberlehrer, 1914. Witten (Ruhr), Ruhrstraße 51.
Baelz, General-Manager, 1914. 907-908 White Building Seattle, Washington (U. S. A.).
Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Straße 99.
Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee bei Berlin, Kleine Seestraße 12.
Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.
Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Bärtling, R., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.
Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Transvaal, Randfontein, c/o. J. H. Baumann, Esq., P. O. Box 2.
Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).
Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.

Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Leipziger Str. 22.

Becker, A., Lehrer a. Realprogymnasium, 1912. Staßfurt.

Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Darmstadt, Riedeselstraße 17.

Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Kiel, Knooper Weg 37.

Behr, Fritz M., Dr., 1913. Bonn, Poppelsdorfer Allee 61.

Behr, Johannes, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Behrend, Fritz, Dr., Assistent a. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.

Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.

Berg, Georg, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg in Preußen XIII., Oberteichufer 12.

Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.

Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.

Berlin, Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.

Berlin. Kgl. Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau, Geologisches Institut, 1913. Charlottenburg.

Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Kgl. Landwirtschaftl. Hochschule, 1913, Berlin N 4, Invalidenstr. 42.

Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten, 1914. Berlin SW 11, Anhaltstr. 7.

Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.

Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstr. 2.

Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Beyschlag, Rudolf, Bergbaubeflissener, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

von Bismarck, 1898. Külz, Kreis Naugard.

Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg i. Hess., Wilhelmsplatz.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

von Böckh, Prof., Dr., Ministerialrat im Kgl. Ung. Finanzministerium, 1914. Budapest.

Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Böhndel, Dr., 1912. Freiburg i. B., Vogesenstr. 21, IV.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee.

Born, Axel, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Viktoria-Allee.

von dem Borne, Dr., Professor, 188. Krietern (Kreis Breslau), Königl. Erdwarte.

Bornhardt, Geh. Oberbergrat, Vortragender Rat im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.

Borth, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910. Borth, Post Büderich, Kreis Mörs.

Bottenbroich, Akt.-Ges., Grube Graf Fürstenberg, 1914. Bottenbroich bei Frechen.

Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.

B r a n c a, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

B r a n d e s, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).

B r a u n s, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.

Braunschweig, Herzoglich Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer, Direktion der Bergwerke zu Braunschweig, 1914. Braunschweig.

B r a v o, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.

Breslau, Deutscher Markscheiderverein, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.

Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.

B r i q u e t, Abel, Advocat à la cour d'appel, 1914. Douai (Nord), 44 rue Jean de Bologne.

B r o i l i, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

B r ü c k, Oberbergamtsmarkscheider, 1917. Dortmund, Leipziger Straße 16.

B r u h n s, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.

Brünn, Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule, 1909.

Brünn, Mineralog. Geolog. Institut der k. k. Böhm. Franz Joseph Techn. Hochschule, 1916. Brünn.

v o n B u b n o f f, Serge, Dr., 1909. St. Petersburg, Galernaja 25, Quart. 10.

B u c h e r, Walter, Dr., 1910. Cincinnati, Ohio, 2624 Eden Avenue.

B ü c k i n g, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.

Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Asvanytár (Mineralogische Abteil.).

B u l d i r s k i, Boris, cand. geol., 1913. Adresse z. Z. unbekannt.

v. B ü l o w, E. U., Dr., 1916. Bonn a. Rh., Geol. Institut der Universität.

B u r r e, O., Dr., 1910. Detmold, Neue Leopoldstr. 14.

B u s z, K., Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.

Buxtorf, August, Dr., a. o. Professor, 1907. Basel, Grenzacher Straße 94.

Cahn, Gustav, Bergwerksbesitzer, 1912. Triest.

Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.

Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.

Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Karlsruher Straße 14 II.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.

Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.

Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Direktor New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.

Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.

Cloos, Hans, Dr., 1909. Marburg (Bez. Kassel), Barfüßertor 23.

Cöthen, Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft, 1914. Cöthen i. Anh., Heinrichstr. 1.

Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.

Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhessen).

Cremer, G., Oberbergrat, 1914. Kalkberge (Mark).

Cronacher, R., Dr. phil., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin NO 55, Elbinger Straße 56.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.

Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Hannover, Geibelstraße 48 III.

Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Grunewald, Wißmannstr. 7.

Daressalam, Kaiserliche Bergbehörde, 1914. Daressalam.

Darton, N. H., Geologist U. S. Geological Survey, 1904. Washington, D. C.

Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1874. Berlin W 35, Steglitzer Straße 7.

Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. München-Neuhausen, Flüggenstraße 6 I.

Denckmann, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Deninger, Karl, Dr., Professor, 1902. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40. Geologisches Institut.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

Dienemann, Dr., Assistent am Geologischen Institut der Universität, 1913. Marburg (Lahn).

Dienst, Paul, Dr., Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Diesel, Eugen, cand. geol., Assistent am geol. Institut der Universität, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit, Ehmen bei Fallersleben.

Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, 44 rue de Bériot.

Dorn, Königl. Bezirkstierarzt, 1916. Ebermannstadt (Oberfranken).

Doerpinghaus, W. T., Dr., 1914. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Dortmund, Naturwissenschaftl. Verein, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.

Dresden, Bergwitzer Braunkohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Johann Georgenallee 25 I.

Drevermann, Fritz, Dr., Professor, 1899. Frankfurt (Main)-Preungesheim, Parsevalstr. 10.

Duft, Bergrat, 1911. Berlin W 8, Unter den Linden 31 III.

Düsseldorf, Verein deutscher Eisenhüttenleute, 1906. Düsseldorf.

Dyhrenfurth, Günther, Dr., Privatdozent, 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.

Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.

E c k, Otto, Dr., 1908. Bonn a. Rh., Ritterhausstr. 17.
Eisleben, Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft, 1914. Eisleben.
E l l e r, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Danzig.
von E l t e r l e i n, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.
E m e r s o n, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.
E n d r i ß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
E n k e, Alfred, Dr. med. h. c., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.
E r d m a n n s d ö r f f e r, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geolog. Institut.
E r m i s c h, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).
E r n s t, Gustav, Kgl. Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.
E s c h, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.
Essen, Bergschule, 1914. Essen (Ruhr).
Essen, Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen, 1907. Essen (Ruhr).
Essen, Naturwissenschaftliches Museum der Stadt Essen, 1914. Essen (Ruhr).
E w a l d, Rud., Dr., 1910. Königsberg (Pr.), Geol. Institut der Universität.
F e l i x, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.
F e l s, Gustav, Dr., 1902. Wien VI, Köstlergasse 6.
F e l s c h, Joh., Dr., 1908. p. A. Professor Meier, Casilla 1559, Santiago de Chile (Süd-Amerika).
F e n t e n, José, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Casilla Correo 1568.
F i s c h e r, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden, Eisenacher Straße 37.
F l e g e l, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
F l i e g e l, Gotthard, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1898. Berlin-Lankwitz, Bruchwitzstr. 8 I.

Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. 1 London Wall Buildings, London E. C.

Franke, A., Lyceallehrer, 1910. Dortmund, Junggesellenstraße 18.

Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Charlottenburg, Kgl. Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau.

Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.

Frech, Fritz, Dr., Geh. Bergrat, Professor an der Universität und der Technischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39, Geologisches Institut. Privatwohnung: Neudorfstr. 41.

Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Straße 108.

Fremery, Hermann, 1908. Adresse z. Z. unbekannt.

Frentzel, Alexander, Dr.-Ing. Dipl.-Ing., 1906. Tetjuschi (Gouv. Kasan), Rußland.

Freudenberg, Wilh., Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen, Ob. Karspüle 43 I.

Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D., 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.

Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Moltkestr. 4.

Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883, Karlsruhe (Baden), Jahnstr. 20.

Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19.

Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Eisleben, Hessestr. 23.

Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.

Gagel, Curt, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.

Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.

Gelsenkirchen, Bergwerks-Aktiengesellschaft Consolidation, 1914. Gelsenkirchen.

Gerth, Heinrich, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geolog. Institut, Nußallee.

Giebeler, Wilhelm, Prokurist der Firma Ernst Giebeler, Bergwerks-Effekten-Geschäft, 1914. Siegen i. Westf.

Gill, Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

Gleiwitz, Oberschlesische Eisen-Industrie, Aktiengesellschaft für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Gleiwitz.

Glöckner, Friedr., Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.

Görlitz, Magistrat, 1914. Görlitz.

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904.

Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.

Goßner, B., Dr., Privatdozent, 1911. München, Neuhauser Straße 51 (Mineralogisches Institut).

Gothan, Walter, Dr., Dozent an der Kgl. Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, Sammlungskustos a. d. Geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Berlin-Friedenau, Ringstraße 36.

Grahmann, Rudolf, Dr., 1917. Leipzig, Dufourstr. 18.

Gräßner, P. A., Geheimer Regierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstraße 25 A I.

Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.

Graz, Geologisches Institut d. k. k. Universität, 1913. Graz.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, Landhausstraße 2 II.

Gröber, Paul, Dr., 1907. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.

Gröbler, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.

Grosch, Paul, Dr., Adresse z. Z. unbekannt.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München, Neuhauserstraße, Akademie, Mineralogische Sammlung.

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.

Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908, Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Haardt, W., Dr., Assistent an der Kgl. Technischen Hochschule, Abt. f. Bergbau, 1909. Charlottenburg.

Haarmann, Allan, Dr. jur., Regierungsrat a. D., Vorsitzender d. Vorst. d. Georgs-Marien-Bergw.- u. Hütten-Vereins, A.-G., 1916. Osnabrück, Hamburger Str. 7.

Haarmann, Erich, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Straße 11.

Hahn, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahne, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.

Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Gr.-Lichterfelde, Jägerstraße 18 a.

Halberstadt, „Naturwissenschaftlicher Verein", 1912. Halberstadt.

Halle a. S., Kgl. Oberbergamt, 1910.

Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität, Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.

Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamborn, Gewerkschaft Deutscher Kaiser, 1915. Hamborn a. Rh.

Hamm, Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H., 1914. Hamm i. Westf.

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

Hannover, Alkaliwerke Ronnenberg, 1914. Hannover, Landschaftstraße 6.

Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Bezirksgeologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, V. Gl. Kongevey 157.

Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

Haßlacher, H., Bergassessor, 1907. Daressalam, Deutsch-Ostafrika.

von Haugwitz, Manfred, Leutnant a. D., 1915. Schloß Kuhnau bei Zobden am Berge, Bez. Breslau.

Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Roemer-Museum.

Heckel, M., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.

Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Dahlem, Parkstr. 90/92.

Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912.

Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 43 III.

Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.

Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Friedrichstraße 1 III.

Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße 69.

Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.

Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.

Hennig, Edwin, Dr., Professor, Privatdozent an der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.

Henning, Charles L., Bergingenieur, 1912. Denver, Colorado, U. S. A. 4922 W, 34th Avenue.

Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.

Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Marienstraße 7 pt.

Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienpromenade 17.

Hermann, Rud., Dr., 1904. Adresse z. Z. unbekannt.

Herne, Gewerkschaft Friedrich der Große, 1914, Herne in Westfalen.

Herrmann, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Frankfurt a. M., Rüsterstr. 11.

Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.

Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor i. R., 1883. Wien XVIII/1, Erndtgasse 26 II.

Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.

Hindenburg, Donnersmarkhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Hindenburg.

Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.

Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, Miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

Hoffmann, Guido, Dr., Geologe, 1916. Riederau am Ammersee (Oberbayern).

Hoffmann, Karl, Berginspektor, 1910. Knurow (Oberschlesien).

Hohenlohehütte, Hohenlohe-Werke, Aktiengesellschaft, 1914. Hohenlohehütte (Oberschles.).

Höhne, Erich, Dr., Geologe, 1908. Pechelbronn b. Wörth, Post Sulz unterm Wald (Elsaß). Deutsche Erdölgesellschaft.

Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).

Holtheuer, Richard, Dr., Professor, Studienrat, 1891. Leisnig i. S.

Homberg (Niederrhein), Gewerkschaft Sachtleben, 1914. Homberg a. Rh.

Homberg (Niederrhein), Steinkohlenbergwerk „Rheinpreußen", 1913.

Höppner, Wilhelm, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.

Horn, Max, Dr., Geologe, 1915. Königsberg i. Pr., Geologisches Institut der Universität.

Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.

Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.

Hotz, Walther, Dr., 1912. Weltevreden (Niederl. Indien), Koningsplein.

Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

Hoyermann, Thekla, cand. geol., 1913. Tübingen, Geolog. Institut der Universität.

Hucke, Oberlehrer, 1917. Templin (Mark).

Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.

Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.

Hummel, Karl, Dr., 1911. Freiburg i. Br., Geologisches Institut, Hebelstr. 40.

Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.

Huth, W., Dr. 1912. Berlin-Lichterfelde 3, Dahlehmer Straße 30.

Innsbruck, Museum Ferdinandeum, 1915. Innsbruck.

Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.

Jaekel, Otto, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.

Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost.-Pr.).

Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Johow, Paul, Bergrat, 1914. Buer i. W.

Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach, Nassau.

Just, Wilhelm, Hauptlehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).

Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Löberstr. 25.

Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.

Kammrad, Gerhard, Dr., Oberlehrer, 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.

Karlingen, Saar- und Mosel-Bergwerks-Gesellschaft, 1914. Karlingen, Lothringen.

Karlsruhe, Geol.-Mineralog. Institut der technischen Hochschule, 1915.

Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.

Kattowitz, Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion, 1914. Kattowitz.

Kattowitz, Generaldirektion der Schlutiuswerke, 1914. Kattowitz, Holteistr. 29.

Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).

Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogelsang 4.

Kaunhowen, F., Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.

Kegel, Wilhelm, Dr., Geologe an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.

Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent an der Geologischen Landesanstalt, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland).

Kempner, M., Geh. Justizrat, Vorsitzender des Kalisyndikats, G. m. b. H., 1914. Berlin W, Taubenstr. 46.

Keßler, Paul, Dr., Privatdozent, 1907. Straßburg-Ruprechtsau, Wanzenauer Str. 11 D.

Keyßer, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, 1909. Unter-Eschbach bei Bensberg (Rhld.), Vieillemontagne.

Kiel, Königl. Universitäts-Bibliothek, 1915, Kiel.

Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Adresse z. Z. unbekannt.

Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.

Kißling, E., Dr., 1915. Berlin W 8, Mauerstr. 35/36. (Deutsche Petrol.-Akt.-Ges.).

Klähn, Hans, Dr., 1910. Colmar i. E., Türkheimerstr. 33.

Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Lärchenberg 15.

Klautzsch, Adolf, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Klein, W. C., Dr., Geoloog bij de Bataafsche Petroleummaatschappij, 1910. Weltevreden (Niederl. Indien), Bataafsche Petroleummaatschappij.

Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.

Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.

Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Greifswald, Geol. Institut der Universität.

Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Klusemann, K., stud. geol. et. rer. nat., 1912. Breslau X, Lehmdamm 4 hp.

Knepper, Gustav, Bergwerksdirektor, 1914. Bochum.

Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.

Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W 30, Frankenstr. 7.

Köhler, William, Kgl. Berginspektor, 1914. Recklinghausen.

Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin W 66, Kgl. Landesanstalt für Gewässerkunde, Wilhelmstraße 80.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.

Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

v. Komorowicz, M., Dr., Regierungsgeologe, 1911. Basel (Schweiz), Geol. Institut der Universität.

Königsberg i. Pr., Königliche u. Universitäts-Bibliothek, 1909.

Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Erwinstr. 3.

Koperberg, M., Oberingenieur a. D. des Bergwesens in Niederländisch-Indien, 1912. Utrecht, Fr. Halstr. 1

Koritschoner, F., Dr., 1914. Adresse z. Z. unbekannt.

Korn, Joh., Dr., Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.

Koert, Willi, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kossmat, Fr., Prof., Dr., Direktor der Königl. Sächsischen Geol. Landesanstalt, 1913. Leipzig, Talstr. 35.

Kraft, Philipp, Dr.-Ing., 1914. 919 Agden Avenue, New York, City.

Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent an der Kgl. Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, 1889. Berlin W 15, Meineckestr. 8.

K r a i s z, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, 1909. Hagenau (Elsaß), Brunnenstubstraße 26.

K r a e n c k e r, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg im Elsaß, Graumannsgasse 11.

K r a n t z, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.

K r a n z, W., Dr., Major, 1909. Straßburg i. E., Mannheimer Straße 10 II.

K r a u s e, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.

K r a u s e, Paul Gustaf, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Privatdozent, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

K r e n k e l, E., Dr., 1907. Leipzig, Steinstr. 17 II r.

K r e t s c h m e r, Franz, Bergingenieur u. Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).

K r o l l p f e i f f e r, Georg, Dr., 1910. Ülzen (Bez. Hannover), Hoeftstr. 28.

K r o n e c k e r, W., Dr., Ingenieurgeologe, 1910. Berlin-Grunewald, Ilmenauer Straße 9 II.

K r u m b e c k, Lothar, Dr. Professor, 1912. Erlangen.

K r ü m m e r, Dr., Bergreferendar, 1914. Bonn.

K r u s c h, Paul, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

K ü h n, Benno, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

K u k u k, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.

K u m m, August, stud. geol., 1911. Heidelberg, Bunsenstraße 4 II.

K u m m e r o w, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg a. d. Havel, Harlunger Str. 49.

K u n t z, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.

K u r t z, Professor, Dr., Gymnasialoberlehrer, 1912. Düren, (Rhl.), Aachener Str. 30.

L a n g, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen, Wilhelmstraße 44.

L e h m a n n, E., Dr., Assistent am Vulkanolog. Institut, 1908. z. Z. im Felde.

L e h m a n n , P., Geheimrat, Dr., Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstr. 15.

L e i c h t e r - S c h e n k , Dipl. - Bergingenieur, 1914. Zwickau i. S.

L e i d h o l d , Clemens, Dr., Assistent a. Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1912. Straßburg i. E.

Leipzig, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität, 1916. Leipzig, Thalstr. 35.

L e n k , Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.

Leopoldshall-Staßfurt, Herzoglich Anhaltische Salzwerks-Direktion. 1912.

L e p p l a , August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

L e u c h s , Kurt, Dr., Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

L i e b r e c h t , F., Dr., 1909. Lippstadt i. W.

v a n L i e r , Bergingenieur, 1907. Amsterdam, von Breestraat 114.

L i n d e m a n n , A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

v o n L i n s t o w , Otto, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

L i s s ó n , Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

v o n L o e s c h , Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.

L ö s c h e r , Wilhelm, Dr., Oberlehrer, 1909. Essen-West, Margaretenstr. 39.

L o t z , Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.

L o e w e , Dr., Bergassessor a. D., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).

Ritter v o n L o z i n s k i , Walery, Dr., k. k. Bibliothekar, 1907. Krakau, Wolska 14.

L y m a n , Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St. A.

M a c c o , Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., Privatdozent, 1897. Cöln-Marienburg, Leyboldstr. 29.

M a d s e n , Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersögelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.

M a i e r , Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.

M a r t i n , J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland), Rembrandtstr. 19.

Marx, Walfried, Rechtspraktikant a. D., cand. geol., 1913. Freiburg i. Br., Mercystr. 2.

Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

Fürst Matschabelli, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Adresse z. Z. unbekannt.

Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.

Mc Clelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. London E. C., 4 Bishopsgate.

Medon, G. H., stud. geol., 1912. Zehlendorf b. Berlin, Georgstr. 6.

Meigen, W., Dr., Professor, 1913. Freiburg i. B., Hildastr. 54.

Meister, Ernst, Dr. phil., 1912. Breslau, Geolog. Institut der Universität, Schuhbrücke 38/39.

Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Aschaffenburger Straße 13.

Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.

Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Meyer, Erich Oskar, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.

Meyer, Hermann L. F., Professor, Dr., 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.

Michael, Richard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Milch, Ludwig, Dr., Prof., 1887. Greifswald, Schützenstr. 12.

Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañia Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.

Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Voorstraat 60.

Moeller, Th., Dr., Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt Berlin, 1915. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.

Montreal, Canada, Library, Mc. Gill University, 1913. Montreal (Canada).

Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.

Mrazec, Ludovic, Professor, Dr., Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Universität.

Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.

Müller, Hans, cand. phil., 1911. Adresse z. Z. unbekannt.

Müller, Otto, Bergrat, 1916. Gelsenkirchen, Kaiserstr. 51.

Müller-Herrings, Paul, Bergassessor, 1909. Colmar i. E.

Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königslutter, Herzogt. Braunschweig.

München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Mylius, Hugo, Dr., Privatdozent, 1907. Brannenburg bei Rosenheim (Ob.-Bayern), Vorderleiten.

Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.

Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.

Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt-Leopoldshall.

Neunkirchen, Gebrüder Stumm, G. m. b. H., 1914. Neunkirchen (Saar).

Neuroder Kohlen- und Thonwerke, 1914. Neurode (Schl.).

Neuwelzow, Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken, 1914. Neuwelzow (Nieder-Lausitz).

Neu-Weißstein, Verwaltung der Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube zu Neu-Weißstein und David zu Konradsthal, 1914. Neu-Weißstein, Post Altwasser in Schlesien.

Niederschelden, Gewerkschaft Alte Dreisbach in Niederschelden-Sieg, 1914. Niederschelden (Sieg).

Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Wien, Geol. Hofmuseum, Burgring 7.

Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Wien I, Singerstr. 12.

Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Chatsworth, New Norfolk (Tasmanien), Australien.

Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.

Oberhausen, Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Oberhausen, Rheinland.

Oberste Brink, K., Dr., Markscheider, 1912. Marten bei Dortmund, Zeche Germania I.

Obst, E., Dr., Professor, Direktor des Geograph. Instituts der Universität, 1909. Konstantinopel.

Öhmichen, H., Dipl.-Ing., Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.

Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 68.

Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.

Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.

Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).

v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest VIII., Mehmed Szultan-Ut 4 a.

Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Seminar für Geographie, Hamburg 36, Edmund Siemersallee.

Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.

Peckelmann, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstraße 34/36.

Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.

Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.

Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).

Philipp, Hans, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Steinbecker Straße 43.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1892. Bonn, Königstr. 1.

Picard, Edmund, Dr., Sammlungskustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.

Pilz, R., Dr., Dipl.-Ing., 1913. Frankfurt a. M., A. G. Tellus.

Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie Museum, 1911.

Platt, Heinrich, Dr., Bergreferendar, 1914. Eberbach in Baden.

Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftliche Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.

Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Albertov 6.

Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

Pollack, Vincenz, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1914. Wien III, Barmherzigengasse 18.

Polster, Geh. Bergrat, 1896. Weilburg.

Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Tübingen.

Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg, Claus-Groth-Str. 12.

Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, 4 Via Cernuschi.

Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.

Prag, Geologisches Institut der k. k. Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.

Praesent, Hans, Dr., 1912. Greifswald, Langestr. 47.

Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffelstr. 8 III r.

Prinz, E., Zivilingenieur, 1916. Berlin W 15, Meierottostraße 5.

Quaas, Arthur, Dr., 1902. Ligneuville (Engelsdorf), Kr. Malmedy, Bez. Aachen (Eifel), Villa Dumoulin.

Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Hamburg, Woldsenweg 7 I.

Quiring, H., Dr., Dr.-Ing., Bergassessor, Kgl. Geologe, 1912. Berlin-Tempelhof, Kaiserkorso 68.

Quitzow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Radoslawow, Bogomil M., Dipl. Bergingenieur, Berghauptmann, 1914. Sofia.

Raefler, Friedrich, Dr., Bergassessor, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.

Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.

Range, Paul, Dr., Geologe beim Kaiserl. Gouvernement für Deutsch-Südwest-Afrika, Mitarbeiter an der geol. Centralstelle für die Kolonien. 1905. z. Z. Berlin-Lichterfelde, Flotowstr. 1 I.

Rassmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.

Rau, K., Dr., Kgl. Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).

Rauer, Philipp, Dipl.-Ing., 1913. Adresse z. Z. unbekannt.

Rauff, Hermann, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1877. Charlottenburg, Kgl. Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau.

Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.

Recklinghausen, Königliche Bergwerksdirektion, 1914. Recklinghausen.

Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.

Reinisch, Dr., Professor, 1905. Mockau b. Leipzig.

Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstraße 16 II.

Renz, Carl, Dr., Privatdozent, Professor, 1903. Adresse z. Z. unbekannt.

Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.

Reuter, Bergassessor, 1914. Steglitz, Schloßstr. 76.

Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M.-Eschersheim, Feldbergstr. 30.

Rimann, E., Dr., Dipl. Bergingenieur und Dipl. Markscheider, 1908. Rio de Janeiro, Copacabana, rua des Toneleiros 282.

Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstraße 35.

Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstraße 1.

Röhrer, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.

Romberg, Jul., Dr., 1889. Zehlendorf (Wannseeb.), Landhaus Weiß, Klein-Machnower Chaussee.

Rother, Robert, Bergreferendar, 1913. Adresse z. Z. unbekannt.

Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Ruda, Gräfl. von Ballestremsche Güterdirektion, 1914. Ruda (Oberschl.).

Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber b. Graz (Steiermark).

Rutten, L., Dr., 1907. Soerabaja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.

Ryba, Franz, Dr., o. ö. Professor a. d. k. k. Montan-Hochschule, 1912. Přibam.

Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. First Chance Mining Company, Carnet (Montana).

Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.

Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.

Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geol. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestraße 124.

Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landes-Geologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.

Scheffer, Dr.-Ing., Bergassessor, 1912. Frankfurt a. M., Bockenheimerlandstraße 25 (Tellus A.-G.).

Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, 1885. Charlottenburg, Kgl. Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau.

Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstr. 7.

Scherber, P., Dr., Wirkl. Admiralitätsrat, 1911. Berlin W. 15, Uhlandstr. 57 I.

Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.

Schlafke, Otto, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.

Schlee, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.

Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Charlottenburg, Neue Kantstr. 1.

Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.

Schloßmacher, K., Dr., 1912. Heidelberg, Geol. Mineralog. Institut der Universität.

Schmeißer, Karl, Dr.-Ing. h. c., Wirkl. Geh. Oberbergrat, Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Kaiser Wilhelmplatz.

Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).

Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.

Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.

Schmidt, Martin, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.

Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmierer, Th., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.

Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schneiderhöhn, Hans, Dr., 1911. Adresse z. Z. unbekannt.

Schöndorf, Dr., Privatdozent, 1911. Hannover, Geolog.-Mineralog. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.

Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Wien VI, Gumpendorfer Straße 8.

Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.

Schreiter, Rud., Dr. phil., wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Kgl. Mineralog. Museum, 1912. Dresden-N., Förstereistr. 25 II.

Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Schuh, Friedr., Dr., 1911. Erlangen, Luitpoldstr. 76$^1/_3$.

Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.

Schünemann, Ferdinand, Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. Schmalkalden, Kgl. Bergrevier.

Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Warschau, Jasna 30.

Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.

Schweisfurth, Walter, Bergassessor, 1913. Duisburg, Pulverweg 35.

Schwertschlager, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).

Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim N 5.

Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Mühlweg 48.

Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

von Seidlitz, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Universität.

Seligmann, Gustav, Dr., Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.

Selle, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Göllingen am Kyffhäuser, Gewerkschaft Günthershall.

Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. Bonn, Kurfürstenstraße 55.

Semper, Max, Professor, Dr., Dozent a. d. Techn. Hochschule, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.

Sieber, Hans, Dr., Seminarlehrer, 1908. Bischofswerda, Bautzener Str. 70.

Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V., 1910.

Siegert, Leo, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Silberg, Gewerkschaft Grube Glanzenberg, 1914. Silberg, Post Welschenennest.

Simon, A., Bergwerksdirektor, 1914. Beendorf bei Helmstedt.

Simons, Herbert, Student des Bergfachs, 1910. Düsseldorf, Königstr. 6.

Söhle, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl. Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.

Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, Professor, 1900. Adresse z. Z. unbekannt.

Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Erfurt, Steigerstraße 16.

Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.

Soergel, Wolfgang, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen, Geolog. Institut.

Spackeler, Bergassessor, 1914. Kaliwerke Adolfsglück-Hope, Lindwedel b. Hannover.

Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers für Nürnberg-Fürth.

Speyer, Carl, Dr., 1907. Solln bei München, Hirschenstraße 18.

Spitz, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.

Spulski, Boris, Dr., 1909. Kiew, Rußland, Universität, Geologisches Kabinett.

Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, Gontscharnaja 13.

Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Salzwedel, Burgkaffee.

Steeger, A., Mittelschullehrer, 1914, Crefeld, Sternstraße 19.

Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.

Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.

Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.

Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Geol. Institut der Universität, Herzberger Chaussee 55.

Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Université, rue de la roseraie.

Stoller, J., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.

Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Straßburg, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.

Stremme, Hermann, Dr., Professor, 1904. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geol. Institut.

Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

Stuttgart, Geologische Abteilung des Königl. Statistischen Landesamts, 1903.

Stutzer, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. S.

Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien I, Landesgerichtsstraße 12.

Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Wien XVIII, Währinger Str. 133.

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Hillerstr. 9.

Thies, Otto, Dr., 1914. Wolfenbüttel, Schloßplatz 9 I.

Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.

Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B.-Günterstal, Schauinslandstraße 8.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tille, Dipl.-Ingenieur, 1912. Halle a. S., Lindenstr. 61.

Tilmann, Norbert, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.

Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Graz (Steiermark), k. k. Techn. Hochschule.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII, k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.

Tuchel, Dr., Chemiker bei der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Kgl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstr. 14 II.

Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O 17, Fruchtstraße 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Unter-Eschbach, Akt.-Ges. des Altenbergs (Vieille Montagne, Abt. Bensberg), 1914. Unter-Eschbach.

Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe und Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, Geh. Forstrat, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Verloop, J. H., Dr. 1907. Amsterdam, Oosteinde 8.

Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Peroulok 18.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.

Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.

Voit, Friedrich W., Dr., Bergdirektor, 1901. Berlin-Westend, Fredericiastr. 7.

Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Erlangen, Sieglitzhoferstr. 57.

Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

Wagner, Willy, Dr., 1911. Straßburg i. E., Steinwallstraße 6.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Kassel, Opernplatz.

Waldenburg i. Schl., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hülfskasse, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.

Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.

Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstraße 5.

Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.

Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Geologisches Institut, Nußallee 2.

Warmbrunn, Reichsgräflich Schaffgotsch'sche Majoratsbibliotkek, 1910. Warmbrunn i. Schl.

van Waterschoot van der Gracht, W. A. J. M., Dr., Ingenieur-Directeur der Rijksopsporing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.

Wattenscheid, Rheinische Stahlwerke, 1914. Wattenscheid.

Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. S.

Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899, München, Gabelsbergerstr. 73 III.

Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.

Wedekind, Rudolf, Professor, Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen, Mauerstr. 21.

Weg, Max, Buchhändler, 1914. Leipzig, Königstr. 3.

Wegner, Richard N., Dr., 1908. München W 12, Bergmannstraße 54 I.

Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.

Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Els., Schießrain 7.

Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Vechta, Oldenburg, Missionsschule der Dominikaner.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.

Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71 I.

Weissermel, Waldemar, Dr., Professor, Privatdozent, Kgl. Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.

Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.

Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Warnsdorf (Böhmen), 1. Bezirk, Zollstraße 10.

Wepfer, Emil, Dr. phil., Professor, 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40 (Geol. Institut der Universität).

Werth, Emil, Dr., Kartograph der Kgl. Preuß. Landesaufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.

van Werveke, Leopold, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.

Westeregeln, Consolidierte Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau und chemische Industrie, 1914. Westeregeln, Bez. Magdeburg.

Wetzel, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut und Museum, 1910. Kiel.

Wetzlar, Buderussche Eisenwerke, 1914. Wetzlar.

Wichmann, Arthur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

Wichmann, R., Dr., 1909. Hamburg-Eilbeck, Richardstraße 88.

Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, Soc. Concordia, Strada Lipscani 10.

Wiegers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wien, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1913.

Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 22.

Wilckens, Rudolf, Dr., 1909. Hannover, Wiesenstr. 56.

Willmann, Karl, Dr., 1911. Freiburg i. Br., Hildastraße 40.

Wilser, Julius, Dr. phil. nat., 1914. Assistent am Geologischen Institut der Universität Freiburg.

Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Casilla Correo 1691.

Wittich, E., Dr., 1898. Mexiko, D. F. 6a del Cipres, 176

Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund, Beurhausstraße 58.

Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.

Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Miner.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Halle a. S., Reichhardtstr. 3.

Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW 40, In den Zelten 11.

Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstraße.

Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg.

Wunderlich, Erich, Dr. z. Z. Mitgl. d. Landeskundl. Kommission in Warschau, 1917. Warschau.

Wünschmann, Dr., Oberlehrer, 1914. Halberstadt.

Wunstorf, W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wurm, Adolf, Dr., Privatdozent, Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.

Würzburg, Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität, 1909.

Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.

Wysogórski, Joh., Dr., 1898. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.

von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Professor der Geographie an der Universität, 1905. Jena, Marienstr. 8.

Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.

Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Berlin-Mariendorf, Ringstraße 86 I.

Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringer Straße 65.

Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.

Zimmermann (I), Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Zimmermann (II), Ernst, Dr., Kgl. Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Sophienstr. 7.

Zöller, Kgl. Berginspektor, 1915. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.

Zwierzycki, J., Dr., Dipl. Bergingenieur, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, 1914. Batavia (Java), Hooftbureau van mynwezen.

Rechnungs-Abschluss

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin für das Jahr 1915.

Einnahmen.

1. Mitgliederbeiträge	12 029,45	M.
2. Druckschriftenverkauf	2 724,51	„
3. Zinsen	580,60	„
	15 334,56	M

Ausgaben.

1. Druckkosten	5 510,30	M.
2. Bibliothek	293,95	„
3. Verwaltung		
a) Vergütungen	2 150,—	„
b) Versendung der Zeitschrift	823,63	„
4. Zahlung an die Geologische Vereinigung	1 000,60	„
5. Effektenankauf	4 862,50	„
6. Sonstiges	167,62	„
7. Vorschuß am 31. XII. 1914	398,52	„
8. Per Saldo	127,44	„
	15 334,56	M.

Vermögensbestand am 31. XII. 1915.

Effektenbestand	17 300,—	M.
Hierzu Barbestand	127,44	„
Vermögensbestand am 31. XII. 1915	17 427,44	M.

Michael, Schatzmeister.



Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1-3. 1916.

Protokoll der Sitzung vom 5. Januar 1916.

Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes

Herrn Prof. REGEL, Würzburg.

Die Versammlung ehrt sein Andenken durch Erheben von den Sitzen.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke vor.

Herr MESTWERDT spricht über: **Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen.**

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN I, HARBORT, JENTZSCH, HAARMANN, BIEREYE und der Vortragende.

v. w. o.

BELOWSKY i. V. PICARD i. V.

Protokoll der Sitzung vom 2. Februar 1916.

Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und gedenkt der auf dem Felde der Ehre gefallenen Mitglieder:

Herr cand. geol. HUGO LIEBER, Marburg (Lahn),

Herr Bergreferendar PAUL MUELLER-HERRINGS, Colmar i. Els.

Herr Dr. W. DELHAES, Hannover.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Toten.

Als Mitglied wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. jur. ALLAN HAARMANN, Regierungsrat a. D., Vors. des Vorstandes des Georg-Marien-Bergwerks- und Hütten-Vereins, A.-G., Osnabrück, Hamburger Str. 7, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BELOWSKY, HAARMANN;

Herr Bezirkstierarzt DORN, Ebermannstadt in Oberfranken, vorgeschlagen von den Herren KRUMBECK, SCHNEIDER, PICARD;

Herr Geologe Dr. GUIDO HOFFMANN, Riederau am Ammersee (Oberbayern), vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, BELOWSKY, HAARMANN.

Der Vorsitzende legt die der Gesellschaft als Geschenk eingegangenen Werke vor.

Herr A. LEPPLA spricht: **Über die Koblenzschichten in der Süd-Eifel und an der Mosel.**

Die Gliederung des Unterdevons, besonders der Koblenzstufe, weicht in der SW-Eifel, im Ösling, nicht unerheblich von derjenigen an der Mosel unterhalb Trier ab, obwohl beide Ausbildungen sich auf nicht viel mehr als 30 km einander querschlägig nähern.

Die Gliederung im Ösling konnte ich bei meinen Aufnahmearbeiten 1904—1907 in den an die luxemburgische Grenze anstoßenden Blättern Dasburg—Neuerburg und Waxweiler, einigermaßen in Übereinstimmung mit den Arbeiten des Herrn J. GOSSELET in Luxemburg, durchführen. Sie ist in der unten folgenden Übersicht angegeben. Die geringfügigen Änderungen in der Benennung einzelner Schichtenreihen und ihre Ergänzung nach oben beruhen auf späteren, nach der Herausgabe der genannten Spezialkarten im Ösling gemachten Beobachtungen. Sie sollen an einer andern Stelle niedergelegt werden.

Die Arbeiten für die Übersichtskarte (1 : 200 000), die ich 1909 begann, brachten mich in engere Berührung mit dem Streifen von Koblenzschichten, der unterhalb Trier am linken Moselufer aus dem Ober-Rotliegenden und Buntsandstein sich heraushebt und nach S durch die große streichende Verwerfung, der die Wittlicher Senke ihren Ursprung mit verdankt, begrenzt ist. In diesem Verbreitungsgebiet fehlen zunächst die bunten Schiefer und Grauwacken, die in so bezeichnender Weise im Ösling große Flächen einnehmen und von einem Quarzit, dem Schneifelquarzit, überlagert werden.

Das erweckte mir zunächst Zweifel über das gleiche Alter dieses Quarzits mit dem des als Koblenzquarzit bezeichneten. Weiter fehlte die Übereinstimmung im Oberkoblenz. Nicht nur, daß die gut gekennzeichneten Daleidener Schiefer nicht erkannt werden konnten, auch die scharfe Grenze gegen das Mitteldevon, durch die Roteisensteine im Ösling gegeben, mußte am Nordrand der Wittlicher Senke entbehrt werden. Die tiefsten mitteldevonischen Schichten weichen ebenfalls stofflich von denjenigen der Eifel ab.

Diese sich ergebenden erheblichen Abweichungen fanden beim Neubau der Eisenbahnlinie Wittlich—Daun 1909—1911 ihre Erklärung und ihren Ausgleich. Ein Einschnitt im Grünewald, einige 100 m nordwestlich von dem gleichnamigen Haltepunkt entfernt, legte in günstiger Weise die Schichten der Oberkoblenz- und der Cultrijugatusreihe bloß. Er ließ erkennen, daß über dem Koblenzquarzit zunächst eine Reihe von grauen, z. T. mergeligen Schiefern mit kalkreichen dickbankigen Grauwacken in einer Mächtigkeit von rd. 50 m folgt, die in den höheren Schichten mehrere Lagen von sehr kalk- und versteinerungsreichem Roteisenstein in Mächtigkeiten von 10—50 cm führt. Über diesen Schichten stellen sich abermals graue Mergelschiefer mit zahlreichen grauen, gelb verwitternden Kalken und festen Mergeln als Zwischenlagen ein. Noch höher erscheinen graue, feste, plattige Mergelschiefer, in denen anscheinend Kalke selten sind.

Diese Reihenfolge vom Quarzit aufwärts gestattet den Vergleich mit der Ausbildung im Ösling. Von den Roteisensteinlagen ausgehend, wird man die auflagernden mergelig-kalkigen Schichten der Kultrijugatusreihe als ältestes Mitteldevon betrachten müssen. Die unterlagernden kalkigen, grauwackenreichen Schiefer und Mergelschiefer dagegen können nur den Oberkoblenzschichten zugerechnet werden. Ihre stoffliche Ähnlichkeit mit der gleichen aber viel mächtigeren Reihe bei Prüm ist ziemlich groß.

Das Alter des Schneifelquarzits, dessen luxemburgischer Vertreter, der Quarzit von Berlé, schon von Herrn Gosselet dem Koblenzquarzit gleichgestellt wurde, hat durch meine neueren Versteinerungsfunde, die Herr Fuchs zu bestimmen die Güte hatte, als übereinstimmend mit Koblenzquarzit sich erwiesen. Zu diesem Schluß gelangt auch Herr Asselbergs in seinen neueren paläontologischen Arbeiten über das luxemburger Unterdevon.

Bleibt nur noch die Stellung der Bunten Schiefer und Grauwacken unter dem Schneifelquarzit. Diese Reihe fehlt

unter dem Koblenzquarzit an der Mosel anscheinend gänzlich. Alle Querprofile, die ich bis jetzt gesehen habe, geben keinerlei sichere Zeichen von dieser im Ösling und in der übrigen West- und Hoch-Eifel so stark entwickelten Schichtenreihe. Ihre scharfe Begrenzung nach oben durch den Quarzit zwingt, sie von diesem zu trennen. Nach unten, zur grauen Reihe des Unterkoblenz fehlen mir bis jetzt bezeichnende Gesteine. Anscheinend findet hier ein Übergang statt. Dieser Umstand und die allgemeine Stellung in der Schichtenreihe rechtfertigt es, wenn die Bunten Schiefer und Grauwacken des Ösling auf der Spezialkarte nicht dem Ober-, sondern dem Unterkoblenz angegliedert werden. Unter jeder Bedingung sind sie älter als der Schneifelquarzit. Wie sich die Bunten Schiefer und Grauwacken zu den ähnlichen, oft konglomeratischen Gesteinen am Nordabfall der Eifel verhalten, werden weitere Untersuchungen lehren.

Die Gleichstellung der Unterdevonischen Schichtenreihen gestaltet sich danach beiläufig wie folgt:

	Süd-Eifel (Ösling).	Mosel.
Mittel-Devon	Cultrijugatusschichten kalkig-mergelig.	Cultrijugatusschichten mergelig-tonig.
Ober-Koblenz-reihe	4. Roteisenstein	4. Roteisenstein.
	3. Kalkreiche Schiefer und Grauwacken.	3. Kalkreiche Schiefer und Grauwacken.
	2. Flaserige sandige Schiefer und Mergelschiefer, Daleider Schiefer (nur im Ösling),	2. fehlen.
	1. Schneifelquarzit.	1. Koblenzquarzit.
Unter-Koblenz-reihe	2. Bunte Schiefer und Grauwacken (z. T. Vichter Schichten).	2. fehlen.
	1. Graue Schiefer mit vielen Grauwacken von Zweifelscheid.	1. Graue Schiefer mit vielen Grauwacken.
Siegener Schiefer	Graue grauwackenarme Schiefer von Neuerburg.	Graue grauwackenarme Schiefer (Hunsrück-Schiefer.)

Die mächtige, nach Hunderten von Metern zählende Entwicklung der Oberkoblenzreihe im Ösling, die stärkere Mächtigkeit des Schneifelquarzits und das Vorhandensein der mehrere hundert Meter mächtigen bunten Schiefer und Grauwacken in der Südeifel legen den Gedanken nahe, daß hier im Gegensatz zum Moselgebiet bereits während der Ablagerung der Unterkoblenzreihe ein stärkeres mulden-

artiges Becken, vielleicht durch Aufwölbung der ebengenannten und ihnen vorhergehenden Schichtenreihe, sich gebildet habe. Etwas Ähnliches müßte alsdann für die abweichende Ausbildung des höheren Unterdevons in der von Holzapfel gegliederten Nordeifel angenommen werden.

Nicht minder machen sich auch fazielle Unterschiede in der Oberkoblenzreihe innerhalb der einzelnen vermuteten Becken geltend; z. B. die Ausbildung im Ösling gegenüber derjenigen an der oberen Kil und oberen Ahr, oder im Moselgebiet am Rand der Wittlicher Senke gegenüber den gleichaltrigen Schichtenreihen bei Koblenz selbst.

Zur Diskussion sprechen die Herren P. G. Krause, Haarmann, Rauff und der Vortragende.

Herr **HAARMANN** macht **Bemerkungen zum Bau des norddeutschen Bruchfaltenlandes.**

Zur Diskussion sprechen die Herren Keilhack, Jentzsch, Beyschlag und der Vortragende.

Herr **E. WERTH** spricht sodann über: **Spuren des paläolithischen Menschen aus Deutsch-Ostafrika.** (Mit 2 Textfiguren.)

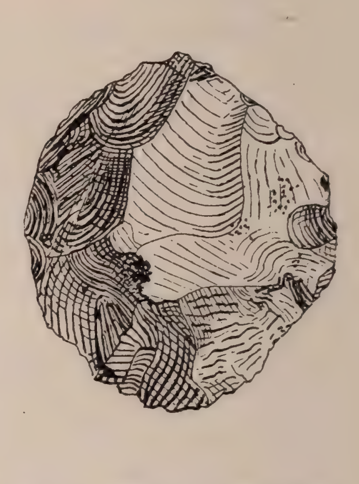
Vor einiger Zeit übergab mir Herr Janensch, der Leiter der Tendaguru-Expedition des Paläontologischen Instituts der Universität Berlin, einen kleinen, von ihm selbst beim Hauptquartier der Expedition auf dem Tendaguru-Hügel des Lindi-Hinterlandes gefundenen Faustkeil von paläolithischer Arbeitsweise (Fig. 1), dem er später noch, zusammen mit etlichen unbearbeiteten Gesteinsscherben, ein Steinwerkzeug von Diskusform (Fig. 2) hinzufügte. Der Tendaguru-Hügel trägt einen Erosionsrest der Schotterdecke einer alten Stufe des Mbemkuru-Tales, die in größerer Ausdehnung noch in der benachbarten, gleichhohen Lipogiro-Vorplateaustufe erhalten ist. Ob der Faustkeil aus diesen — der Hauptsache der Bornhardtschen (quartären)[1]) „Mikindani-Schichten" gleichalten — Schottern stammt, oder aber einen Oberflächenfund darstellt, ließen die Fundumstände nicht mit Sicherheit erkennen. Jedenfalls jünger als die Schotter der Lipogiro-Talstufe ist der Diskus, da er auf dem Wege vom Tendaguru-Hügel zur Mbemkuru-Niede-

[1]) Vergl. E. Werth: Das Deutsch-Ostafrikanische Küstenland und die vorgelagerten Inseln. Berlin 1915. Kapitel 1.

rung, am Dwanikabache, zusammen mit den erwähnten Gesteinsscherben, aufgelesen wurde, also in demjenigen Teile des Tales, der erst nach Ablagerung jener Schotter in die erwähnte Talstufe eingetieft worden ist.

Die Werkzeuge sind aus einem quarzitischen bis jaspisartigem Gesteine hergestellt, das als „Newala-Sandstein“ verkieselte Bänke und Schichten innerhalb des Sandsteinkomplexes der sogenannten Makondeschichten (Unterkreide) bildet. Letztere bauen die für das südliche Küstenhinterland unserer ostafrikanischen Kolonie so charakteristische Plateaulandschaft auf. Der Um-





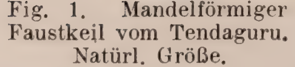


Fig. 1. Mandelförmiger Faustkeil vom Tendaguru. Natürl. Größe.

Fig. 2. Diskus vom Dwanika-Weg. Natürl. Größe.

stand, daß der Newala-Sandstein mit diesen Plateaubergen auf einen relativ schmalen, das unmittelbare Küstenland landeinwärts begleitenden, und vom Mantandu bis in das portugiesische Gebiet hinein reichenden Streifen beschränkt ist und ein anderes, zur Herstellung von Werkzeugen geeignetes Gestein wenigstens aus den küstennahen Gebieten ganz Deutsch-Ostafrikas und darüber hinaus nicht bekannt ist, läßt innerhalb der Plateaulandschaften eine Anreicherung von Werkplätzen und Siedelungen der Steinzeit wahrscheinlich erscheinen. Man darf sich daher der berechtigten Hoffnung hingeben, daß hier durch systematische Nachforschungen und Schürfungen ein für die älteste

Menschheitsgeschichte äußerst wichtiges Arbeitsgebiet aufgedeckt wird. Die ausgezeichnete Stufengliederung des Geländes („Vorplateaustufe“ und „Jüngere Terrassenbildungen“), deren Komponenten in den einzelnen Tälern durch die marinen Terrassen an der Küste verbunden und in stratigraphische Beziehung gebracht werden können, gibt dabei eine denkbar günstige Unterlage ab für die chronologische Fixierung und Parallelierung verschiedener zu erwartender Fundpunkte. Auch auf alte Kulturschichten in Höhlen und Halbhöhlen wäre in dem lokal sehr zerklüfteten Sandsteingelände sorgfältigst zu achten. Kurzum, die Wissenschaft vom fossilen Menschen hat allen Grund, sich künftighin an der Erforschung unserer ostafrikanischen Kolonie tatkräftig zu beteiligen.

Einstweilen helfen die beiden Streufunde des Tendagurugebietes eine wichtige Lücke füllen, welche sich in der Verbreitung paläolithischer Werkzeugtypen auf dem afrikanischen Kontinent noch zwischen den von Mc. Conkey, Jousseaume, Seton Karr und Graf Wickenburg festgestellten Fundplätzen im Somalilande und solchen des Sambesigebietes befand, von wo Aufsammlungen von Lamplugh, Balfour u. a. vorliegen. Diese Fundstellen bilden zusammen mit solchen im Niltale, in Tunesien, Algerien, Marokko, im Nigergebiet, am Kongo und am Oranje in Südafrika bereits ein ziemlich dichtes Netz, das eine allgemeine Verbreitung des paläolithische Werkzeuge herstellenden Menschen in unbekannter Vorzeit in Afrika anzeigt. Minder dicht gesät sind — abgesehen natürlich von Europa sowie Vorderasien — die bekannt gewordenen Fundpunkte paläolitischer Werkzeugtypen noch in den übrigen Erdteilen.

v. w. o.

Belowsky i. V. Picard i. V.

Protokoll der Sitzung vom 1. März 1916.

Vorsitzender: Herr Krusch.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und teilt mit, daß unser Mitglied

Herr Dr. Brandes, Privatdozent an der Universität Leipzig, nach längerer, durch einen Sturz mit dem Flugzeug

verursachten Krankheit verschieden ist. Die Versammlung ehrt sein Andenken durch Erheben von den Sitzen.

Die als Geschenke eingegangenen Werke werden vorgelegt.

Herr W. WOLFF spricht **über einen Os bei Süderbrarup in Schleswig.***)

(Hierzu 1 Tafel Abbildungen und 1 Kartenskizze im Text.)

Schleswig-Holstein hat nur wenige Oser im alten Sinn der typischen Wallberge aufzuweisen, und deshalb bedeutet die Auffindung und Beschreibung eines neuen eine gewisse Bestandsvermehrung. Darüber hinaus ist es aber von Interesse, das Verhalten der schleswig-holsteinischen Oser in der Gesamtheit der dortigen Glazialerscheinungen zu betrachten.

Die Oser der Provinz beschränken sich auf den Bereich der jüngsten, baltischen Vereisung. In dieser Beziehung weichen sie also nicht von der Regel ab, die auch die übrigen norddeutschen Oser mit sehr wenigen Ausnahmen befolgen. Wo, jenseits der Grenzen der jüngsten, die Moränen der mittleren Vereisung an der Tagesoberfläche sich ausbreiten, kennt man allgemein weder Seenrinnen noch Oser[1]), und auch die Endmoränen tragen ein anderes Gepräge als an der Grenze des baltischen Gletschers. In Schleswig-Holstein sind alle diese Erscheinungen besonders klar und einheitlich auf schmaler Landbreite hingezeichnet. Der Osten des Landes ist baltische Moräne, die Mitte deren Vorsand und der Westen alte Moräne, mit Alluvialniederungen umgürtet. Demgemäß hat der Osten jungen, wenig verwitterten Boden, der Westen alten, tief ausgelaugten und verwaschenen. Zugleich aber bezeugen die Moränen der beiden Zeitalter auch große Unterschiede im Charakter der Inlandeisdecken, von denen sie herrühren. Das ältere Inlandeis war offenbar eine ungeheuer mächtige, schwere Decke, die in besonders hohem Maße, auch in bezug auf klimatische Bedingungen, dem heutigen arktischen und antarktischen Inlandeise ähnelte. Sie hinterließ mächtige,

---

*) Erweiterter Vortragsbericht.

[1]) Von einigen spärlichen, stark verschlissenen Gebilden dieser Art abgesehen, wie z. B. der von O. TIETZE beschriebene Os bei Breslau und der von K. KEILHACK der jüngsten Vergletscherung zugeschriebene, meines Erachtens ältere und wenig ausgeprägte Os südlich von Lüneburg.

innerlich verworrene, schollenreiche Grundmoränen, die weithin von sandigen Innenmoränen verschleiert sind, während eigentliche, individualisierte und geschiebereiche Endmoränen nur wenig zur Entwicklung gelangten, wahrscheinlich aus dem Grunde, weil am Ende dieser Eiszeit ländergroße Teile der Decke bewegungslos wurden und ruhig dahin schmolzen. Ganz anders war die Wesensart der jüngsten Vergletscherung. Sie warf an ihrer Außengrenze in Schleswig die große von GOTTSCHE beschriebene Endmoräne, in Holstein die von STRUCK aufgefundene südliche baltische Endmoräne auf, ließ den Westen und Süden der Provinz frei und war im ganzen ein großer baltischer Gletscher, weniger mächtig, mehr beweglich und von erheblich milderem Klima begleitet, als die Hauptvereisung; ein Gletscher, dessen heutiges Ebenbild weniger das grönländische oder antarktische Eishochland, als vielmehr der Malaspinagletscher und die großen Eisfächer am Fuß des Schönwettergebirges in Alaska darstellen dürften. Man findet im deutschen Glazialgebiet auf engem Raume nicht leicht so starke Unterschiede wie etwa der zwischen der frischen, überaus unruhigen, bald steinigen, bald mergeligen baltischen Endmoräne von Flensburg und der ausgeglichenen, breitwelligen, tief verwitterten, sandigen alten Moräne von Bredstedt, obwohl man von der Höhe dieser bei klarem Wetter die Kuppen jener erblicken kann. Der Mangel jeglichen Überganges zwischen den beiden Moränenarten des Landes beweist, daß die jüngere in der Tat einem neuen, selbständigen Vorstoß ihr Dasein verdankt, vor dem eine lange Zeitpause stattfand.

Die wenigen, bisher erforschten Oser Schleswig-Holsteins liegen nun teils in der Grund- und Endmoränenlandschaft, teils auf dem Vorsand der baltischen Vergletscherung. Das gilt zunächst von dem besonders schön ausgeprägten Os am Neuenkirchner See an der Grenze von Lauenburg und Mecklenburg, den R. BÄRTLING beschrieben hat[2]). Dieser läuft 20 km weit von einer rückwärtigen Endmoränenstaffel zur äußeren und endet mit einem Deltaschuttkegel auf dem Vorsand der äußeren.

Ein zweiter Os ist der von mir beschriebene[3]) bei Ahrensburg im Kreise Stormarn, südöstliches Holstein,

[2]) Jahrbuch d. preuß. geol. Landesanstalt 1905. S. 15.

[3]) W. WOLFF, Bemerkungen über die holsteinische Glaziallandschaft. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1905. Monatsbericht Nr. 10. S. 395. — Vgl. auch Erläuterungen zu Blatt Ahrensburg.

Dieser lückenhafte Os beginnt inmitten einer Talung hinter der „südlichen Hauptmoräne" des baltischen Gletschers, und findet seine Fortsetzung einige Kilometer außerhalb der Moräne, in derselben Talung, nachdem diese die Moräne durchbrochen hat. Ein sehr merkwürdiges Verhältnis, das vielleicht dadurch verständlich wird, daß die „südliche Hauptmoräne" STRUCKS[4]) an dieser Stelle selbst mehr Oscharakter als End moränencharakter besitzt und keinen Vorsand aufweist, also nicht die äußerste Gletschergrenze bezeichnet. Letztere ist vielmehr in der Gegend des Osendes bei Alt-Rahlstedt nördlich von Hamburg zu suchen.

R. STRUCK erwähnt sodann mit wenigen Worten[5]) einen dritten Os bei Gr.-Kummerfeld südöstlich von Neumünster im mittleren Holstein, der die Eigentümlichkeit hat, ganz auf dem Vorsand zu liegen. Es ist der Zug der Klinkenberge, ursprünglich ein schöner Wallberg von 1,5 km Länge, jetzt durch Kiesgräberei zum größten Teil zerstört. Er scheint in dieser Gegend nicht der einzige seiner Art zu sein. Auf dem Meßtischblatt Gr.-Kummerfeld sieht man 1400 m südöstlich der Klinkenberge einen parallelen, nur sanfter und schwächer ausgeprägten Sandrücken, und 1500 m nordwestlich den gleichfalls wallartigen und kiesigen, etwas abweichend gerichteten Oberg. Auch der Liedberg nordwestlich von Gr.-Kummerfeld, etwa 2½ km von den Klinkenbergen entfernt und ihnen parallel streichend, scheint ein aus Kies bestehender Os zu sein, und endlich befindet sich ein ähnlicher, ziemlich deutlicher, jedoch größtenteils ausgegrabener Rücken westlich des Dorfes Husberg, 5 km von den Klinkenbergen entfernt. Alle diese Oser liegen auf dem ehemaligen großen Schmelzfelde des baltischen Gletschers, das jetzt durch die Stör durchflossen wird. Da, wo dieses Feld ganz eben ist, endigen sie. Ihr Beginn liegt dagegen in der Nähe der ersten flachen Hügelwölbungen der Endmoränenzone. Im südöstlichen Verlauf dieser Zone finden wir auf dem Meßtischblatt Leezen bei Fredesdorf einige höchst merkwürdige topographische Konturen, die offenbar ein Bündel von Osern und Osgräben kennzeichnen, aber noch nicht untersucht sind; sie zielen auf die weite Mulde des Holmer Moores ab.

---

[4]) Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck, 1902, Heft 16.

[5]) R. STRUCK, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift zur Begrüßung des XVII. Deutschen Geographentages, Lübeck 1909, S. 113.

Alle diese Gebilde der Gegend von Neumünster erwecken die Vorstellung, daß die Grenze des baltischen Gletschers dort etwa 5 km vor der jetzigen Zone der Endmoränenhügel und somit nahe an den alten Moränenhöhen von Boostedt gelegen hat. Das Eis scheint eine lange, flache Abdachung nach Südwesten gehabt zu haben, auf und unter welcher die Tauwässer ins Freie strömten. Im ganzen Bereich dieser Abdachung wurde das Moränenmaterial des Eises, das sich oberflächlich ansammelte, stark durchspült, seiner Tonteile beraubt und in Kies und Sandlager verwandelt. Im Hintergrund der Abdachung dagegen, wo kein freier Abfluß möglich war, sondern nur eine beschränkte subglaziale Entwässerung stattfand, taute eine wenig veränderte, lehmige Moräne aus. Der Gletscher hatte keineswegs einen steilen Abbruch, zu dessen Füßen sich Endmoränenwälle anhäuften. Das, was wir als Endmoräne im engeren Sinne bezeichnen, ist nur ein Übergangsgebilde zwischen Grundmoränenlandschaft und Sander; es zeigt nur den Beginn der vormaligen Eisböschung an. Der Sand und steinige Kies rutschte dort in Mulden, Schlotten und Rinnen des Eises zusammen und blieb in Hügelform liegen. In den subglazialen Kanälen und Stromröhren bildeten sich die Oser. Weiter hinaus wurde das sandbedeckte Eis immer dünner und leitete in die Vorsandebene über. Die sogenannten „Sander" bestehen halb aus den verflachten, nachgesunkenen Sanddecken auf dem dünnen Eissaum, halb aus der Fortsetzung dieser Decken im festen Vorland.

Genau so wie in Holstein verhalten sich auch die Oser in Schleswig. Wir finden sie dort zunächst am Ostrand der großen Vorsandflächen, angrenzend an die eigentliche Endmoräne. Zu dieser Art gehört ein kleiner Os, der 1 km lang von ONO nach WSW die Chaussee von Schleswig nach Schuby auf der Nordseite bis 700 m vor den Bahnhof Schuby begleitet (Vgl. Meßtsichblatt Jübek). Jenseits der Bahn beginnt dort der große Vorsand mit ganz gelindem westlichen Gefälle und sanften weiten Einsenkungen; man erkennt noch die Überreste alter Stromläufe und zwischen ihnen sanfte Delta-Aufschüttungen. Alles ist Sand. Zwei Kilometer nördlich von Schuby liegt bei Lürschau der Ahrenholzer See unmittelbar vor der Endmoräne. Er ist der Kolk eines mächtigen Gewässers, das hier am Eisrande hervorgebrochen ist und innerhalb des vormaligen Eisplateaus die von ONO nach WSW, also rechtwinklig zur Eisgrenze gerichtete Rinne in den Boden gewühlt hat, in der jetzt der

stille Langsee ruht. Diese Rinne setzt sich rückwärts 20 km weit durch die Landschaft Angeln bis nach Süderbrarup fort und beherbergt dort in ihren Anfängen den Os, von dem nachher die Rede sein soll. Vom Ahrenholzer See erwähnt R. Struck (l. c.) osartige Gebilde, die ich noch nicht habe besuchen können.

Weiter im Norden treffen wir an derjenigen Stelle, wo die Sandlandschaft in Schleswig-Holstein zum einzigen Mal fast die Ostküste erreicht, nämlich an der Gjenner Bucht, nördlich von Apenrade, wiederum einen Os. Woldstedt hat ihn beschrieben[6]). In den Südwestzipfel dieser Bucht, einer typischen Förde, die von 50 bis fast 100 m hohen Moränen (Knivsberg 97,4 m) umkränzt ist, ergießt sich die Kallesbek. Am Südufer der Kallesbek erhebt sich ein ziemlich breit gewölbter Rücken von Kies und Sand, der sich (vgl. Meßtischblätter Hoptrup und Apenrade) durch das Tannengehege Leerschau und weiter in westsüdwestlicher Richtung bei Riesjarup 6 km weit verfolgen läßt. Er wird weithin von Moorniederungen begleitet. An seinem Ende, bei Rotenkrug, liegen große Schotterfelder; westwärts nimmt das Geröll ab und dehnt sich weite Sandebene aus. Der Os ist kein ausgeprägter Wall, sondern, wie gesagt, ein sanft geböschter Rücken, dessen Kammlinie auf- und absteigt. Er verläuft, was sehr bezeichnend ist, auf demjenigen Teil des Vorsandes, der durch seine Unebenheit beweist, daß er auf dünn ausgeschmolzener Eissohle angeschwemmt ist, und endet genau da, wo einst die freie Fläche begonnen hat (Woldstedt rechnet das Gelände noch zur Endmoräne). Die künftige Durchforschung Nordschleswigs wird sicherlich noch manche ähnliche Gebilde zur allgemeinen Kenntnis bringen. Ich habe z. B. bei Tingleff derartige flache, im Vorsand auslaufende radiale Bodenwellen gesehen, die man noch in die Gruppe der osartigen Bildungen rechnen kann. Sie sind allerdings wohl kaum in geschlossenen Eistunneln oder engen Spalten entstanden, sondern wahrscheinlich in breiten Ausschmelzungsschlitzen des dünnen, flach geböschten Gletschersaumes.

Die zweite Art der schleswigschen Oser findet sich im Hinterland der „Endmoräne“ in der sog. „Grundmoränen-

[6]) P. Woldstedt. Eine Osbildung in Nordschleswig. Diese Zeitschr. 1912. Mon.-Ber. S. 345—348.

Derselbe. Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. Dissertation Göttingen 1913, abgedruckt in Mitt. geogr. Ges. Lübeck 1913.

Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1916. Zu Seite *13*.
Monatsberichte 1—3.



Abb. 1. Böschung und Anschnitt (Sand) nahe dem Westende (Blick nach Osten).



Abb. 2. Blick über den Os westwärts (im Hintergrunde rechts Bahndamm).

Der Os bei Süderbrarup.

WOLFF phot. 1915.



landschaft." Einen kleinen Os dieser Art zwischen Norby und Sönderby in der Landschaft Schwansen habe ich in C. Kocks Landeskunde von Schwansen (Heidelberg 1912. H. Eckardts Verlag) beschrieben und abgebildet. Er ist nicht sehr ausgeprägt, trägt aber im Gegensatz zu den Osern des Sandgebietes auf seinem Rücken und auch im Innern massenhafte erratische Blöcke.



Lage des Os (schraffiert) von Süderbrarup.

Zu diesen Osern gehört nun auch der von Süderbrarup. R. Struck hat ihn bereits gesehen und erwähnt, ohne ihn jedoch zu beschreiben, und in der Tat muß der eigenartige Naturdamm jedem Beschauer auffallen, der auf der Eisenbahnfahrt zwischen Eckernförde und Flensburg seine

Blicke über die Landschaft schweifen läßt[7]). 1200 m nordwestlich vom Bahnhof Süderbrarup sieht man ihn mitten im Oxbektal von Osten an den Bahndamm herantreten. Die Landschaft ist weit und breit hügelige Grundmoräne. Gerade hier lag die Stelle, wo von Osten her subglaziale Gewässer aus ihrem Eistunnel in die erweiterte und tief in den Untergrund eingehöhlte Eistalung hereinsprangen, die weiter als der Blick reicht, ihren Weg ins ferne Vorland beim Ahrenholzer See nimmt. Der Os ist die einzige Sandmasse in dieser Gegend. Er beginnt im Osten unmittelbar am Kreisbahn-Haltepunkt Norderbrarup mit einigen steilen Hügeln, in denen zwei Kiesgruben betrieben werden. Von der Nordseite der Ziegelei aus nimmt er regelmäßige, zunächst noch niedrige Wallform an und läuft ins Tal der Oxbek, die ihn mit einem Haken durchbricht. Jenseits des Baches erstreckt sich bis zum Eisenbahndamm das schönst ausgeprägte Stück, ein steiler Wall, der an seinem Ende die moorigen Wiesen 10 m überragt. Er besteht aus geschichtetem Sand mit kleinen Geröllen. Westlich vom Eisenbahndamm sieht man noch ein paar niedrige Sandhügel liegen, und dann folgt freie Talbreite. Die Erscheinung hat nach einem Verlauf von nur 1,5 km ihr Ende gefunden.

Es wäre zu wünschen, daß der Süderbraruper Os als Naturdenkmal befriedet würde. Süderbrarup, das durch die herrlichen germanischen Waffenfunde im altgeheiligten Torsberger Moor eine der bedeutsamsten historischen Stätten Norddeutschlands geworden ist, besäße dann auch den Reiz einer geologischen Sehenswürdigkeit inmitten der anmutigen Landschaft Angeln.

Zur Diskussion spricht Herr Korn.

Herr **KÜHN** spricht **über einen Rundhöcker auf Quadersandstein der Löwenberger Kreidemulde.** (Hierzu 2 Texttafeln und 1 Textfigur.)

Obgleich die Zeit schon 3—4 Jahrzehnte zurückliegt, in der die Entdeckung von Gletscherschrammen, Rundhöckern u. dgl. in Nord- und Mitteldeutschland große Bedeutung besaß, da diese Gebilde das wesentlichste Rüstzeug der in ihrer Anwendung auf Norddeutschland neuen Inlandeistheorie im Kampfe gegen die alte Drifttheorie bildeten, so darf doch auch heute noch ein neuer Fund Anspruch auf einiges Interesse erheben. Sind doch wohl ausgebildete

[7]) Vgl. Meßtischblatt Süderbrarup.

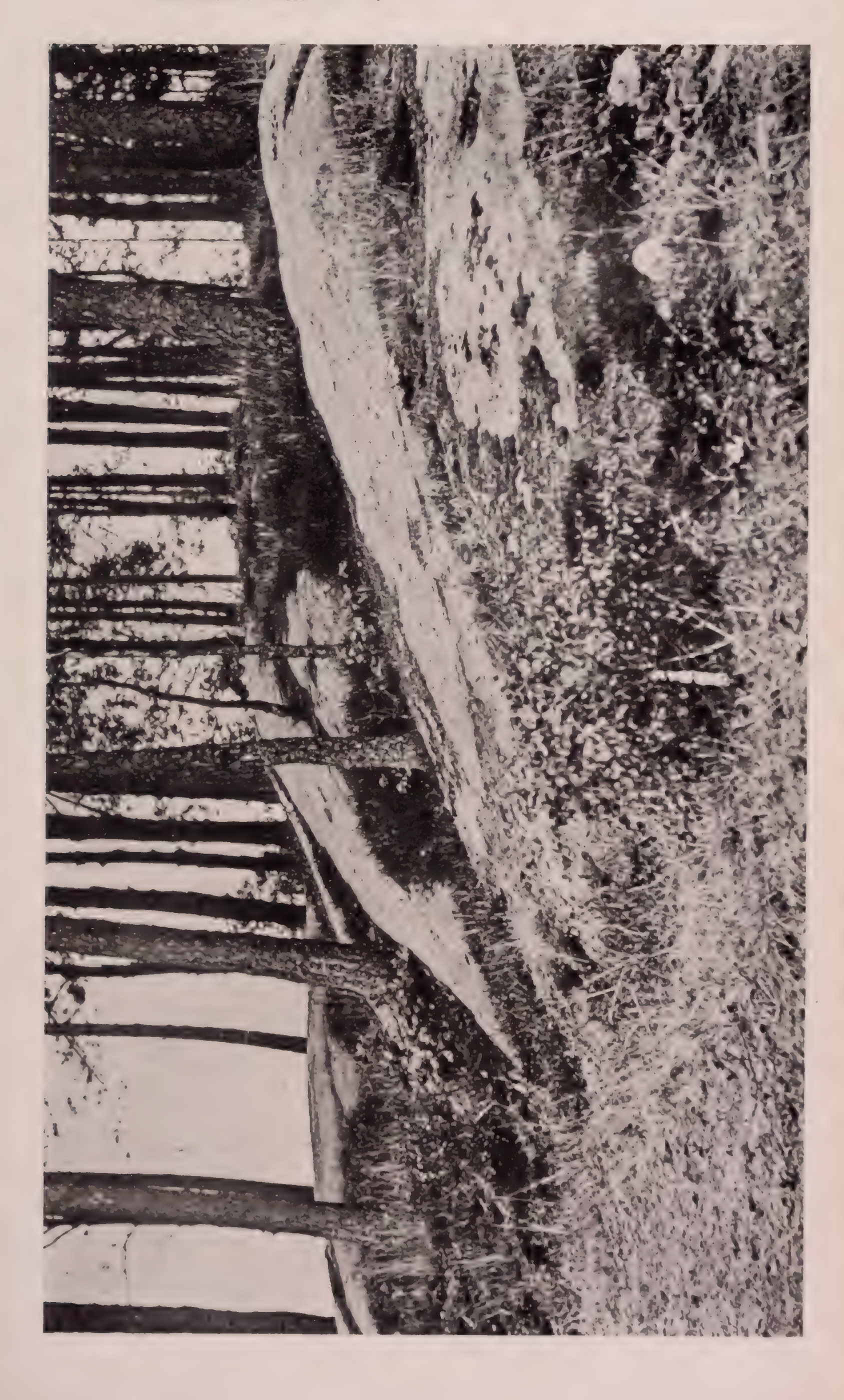


Fig 2. Rundhöcker am Geiersberg bei Groß-Hartmannsdorf.



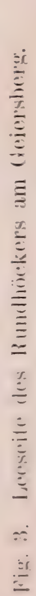


Fig. 3. Leeseite des Rundhöckers am Geiersberg.



Rundhöcker auch am Rande der ehemaligen Inlandeisdecke, wo der präglaziale Untergrund vielfach zu Tage liegt, im ganzen nur spärlich vorhanden und haben zudem im Laufe der Zeit (durch Steinbruchbetrieb) eher ab- als zugenommen.

Der Rundhöcker, von dem hier die Rede sein soll, ist etwa 2 km südwestlich von Groß-Hartmannskopf (das durch das einzige größere Vorkommen von Muschelkalk in Niederschlesien bekannt ist) gelegen. Fig. 1 zeigt die Örtlichkeit in einem Ausschnitt aus dem Meßtischblatt Gröditzberg, bei dessen geologischer Aufnahme ich den Rundhöcker schon im Jahre 1911 auffand. Es ist der mit dem Namen Geiersberg bezeichnete niedrige Hügel, der, wie man erkennt, mit mehreren anderen einen schmalen, von NNW nach SSO gerichteten Rücken zusammensetzt. Dieser aus dem Diluvium hervorragende Rücken besteht aus (turonem) „Mittelquader". Hart an seinem Ostrande verläuft die weithin verfolgbare Verwerfung, die die Begrenzung der sog. Löwenberg-Goldberger Kreidemulde gegen die älteren Formationen — hier Buntsandstein — bildet. Mit der Verwerfung hängt die Steilstellung der Schichten des Mittelquaders und seine Rückenform zusammen.

Von den bei dem Vortrage projizierten Bildern[1]) seien hier nur zwei wiedergegeben. Sie zeigen die Ansicht des nördlichsten Teiles des Hügels, und zwar das erste (Fig. 2) von NW aus gesehen. Die Rundhöckerbildung ist hier am deutlichsten oder am wenigsten durch die Vegetation und Nadelstreu verdeckt; sie ist aber auf der ganzen westlichen Abdachung des langgestreckten Hügels zu beobachten. Deutliche Gletscherschrammen sind nicht zu erkennen; einige vorhandene flache Einkerbungen sind vielleicht nur als Schichtfugen aufzufassen, die, wie gewöhnlich beim Quadersandstein, sehr wenig ausgeprägt sind.

Einen starken Gegensatz zu dem ersten Bilde bietet der in dem zweiten dargestellte östliche Abhang (Fig. 3), der auf seinem ganzen Verlaufe eine Steilwand bildet. Ohne weiteres erkennt man hierin den Gegensatz zwischen der Stoß- und der Leeseite, wie er, wenn auch nicht stets in so ausgesprochener Weise, für Rundhöcker bezeichnend ist[2]).

---

[1]) Ich verdanke die Aufnahmen der Freundlichkeit des Herrn LINDEMANN in Löwenberg.

[2]) Vgl. WAHNSCHAFFE. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. S. 106.

Eine nähere Betrachtung ergibt, daß die Bewegungsrichtung des Eises mit der Längserstreckung des Hügels einen spitzen Winkel bildet; während diese nach SSO weist, ist jene ziemlich genau südöstlich. Hiermit stimmen auch andere Beobachtungen überein, namentlich über den Verlauf von Stirnmoränen, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll.

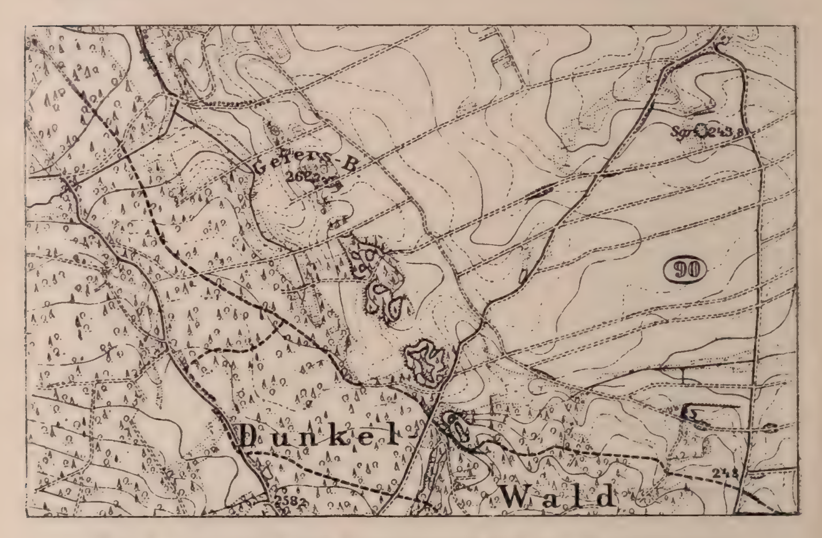


Fig. 1. Lageplan des Geiersberges mit den Rundhöckern.

Der Rundhöcker des Geiersberges ist keineswegs eine einzigartige Erscheinung in jener Gegend. Zwar auf den benachbarten Hügeln sind solche Formen nicht wahrzunehmen, weil sie durch Steinbruchbetrieb zerstört oder durch Schutthalden verdeckt sind, aber mehr oder minder deutlich lassen auch andere Quadersandsteinkuppen, z. B. die „Steinkammer", 5 km südlich des Geiersberges, dieselbe Erscheinung erkennen.

Sehr merkwürdig ist der gute Erhaltungszustand des Rundhöckers, da es sich doch um ein keineswegs sehr widerstandsfähiges Gestein handelt. Der Mittelquader ist hier (wie meistens in der Löwenberg-Goldberger Kreidemulde) ein ziemlich grobkörniger Sandstein, mit spärlichem tonigen bis schwach kieseligen Bindemittel. Die Oberfläche ist nicht geglättet, sondern rauh. Man sollte meinen, daß das Niederschlagswasser, das in das Gestein eindringen kann, namentlich durch Unterstützung des Frostes während der kalten

Jahreszeit in verhältnismäßig kurzer Zeit die äußeren Teile des Hügels zum Zerfall bringen müßte. Selbst wenn man annehmen will, daß der Rundhöcker nach seiner Entstehung noch mit Grundmoräne bedeckt und erst beträchtlich später freigelegt worden ist, verliert die Tatsache nichts an Auffälligkeit. Wie es übrigens mit der Berechtigung der Annahme einer flächenhaften Abtragung in diluvialer oder postdiluvialer Zeit steht, darauf gedenke ich im Rahmen einer besonderen Arbeit einzugehen.

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN I, WERTH, GAGEL, KORN, BEYSCHLAG und der Vortragende.

Herr **E. ZIMMERMANN I** hat unter Führung des Vortragenden im Sommer 1915 die Felsen am Geiersberg bei Großhartmannsdorf besichtigt und ist auch seinerseits der Meinung, daß ihre Form wahrscheinlich auf glaziale Rundhöcker zurückzuführen ist. Indes ist auch eine andere Deutung möglich. Man kann z. B. an eine Art Wollsackbildung wie beim Granit denken: der Quadersandstein zerfällt je nach seinem Bindemittel und nach äußeren Umständen entweder in seiner ganzen Masse zu mürbem Sand oder er wittert von den spärlichen und undeutlichen Schicht- und den nur in weiten Abständen vorhandenen Kluftflächen aus nur langsam, kornweise, ab und nimmt in letzterem Falle rundliche Formen an, die eben an halb freiliegende Wollsäcke oder an Rundhöcker erinnern können.

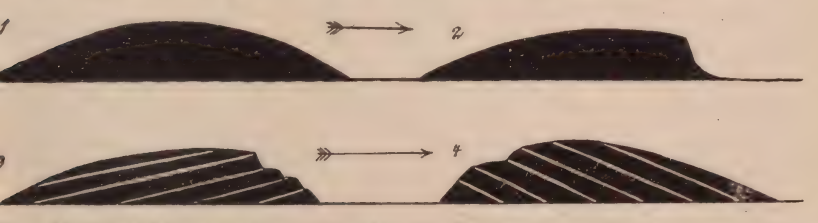
Wenn man bedenkt, daß auf benachbarten Kartenblättern, z. B. auf Blatt Freiburg, Bolkenhain, Ruhbank, Kauffung, glaziale Ablagerungen bis über 580 m hoch hinaufgehen und also nur wenige und kleine Bergkuppen und Rücken des Bober-Katzbachgebirges ehedem frei von nordischem Eise gewesen sein können, so muß es zunächst wundernehmen, daß Rundhöcker nicht schon früher und nicht überhaupt häufig beobachtet sind. Doch verschwindet diese Seltsamkeit, wenn man — im Gegensatz zum Vortragenden, dagegen in Übereinstimmung mit O. TIETZE — annimmt, daß die Vereisung jenes Gebietes nicht der letzten, sondern einer früheren Eiszeit angehört hat und daß seitdem die Erosion und Verwitterung die großen und die kleinen Formen, die die Vergletscherung den einzelnen Felsen wie der Landschaft im ganzen aufgeprägt hatte, mehr oder minder stark hat zerstören können.

Ist ja doch bisher auch noch keine geschrammte Oberfläche an anstehenden Felsen sicher beobachtet worden! Man muß dabei bedenken, daß die meisten Gesteine des schlesischen Schiefergebirges geschiefert und durch tektonische Kräfte außerordentlich kleinklüftig zersplittert sind, und daß darum selbst diejenigen Gesteine, die chemisch schwer verwittern, z. B. die Grünschiefer, (von den chemisch leicht verwitternden ganz zu schweigen) unter der Wirkung des Frostes leicht ihrer glazialgeformten Oberhaut haben verlustig gehen können; ebenso konnte auch an den (dort nicht zum „Schiefergebirge" gehörigen!) Kulmgesteinen, die vorwiegend konglomeratisch entwickelt sind, und an den Konglomeraten des Rotliegenden, trotzdem sie oft genug recht fest sind, wegen ihrer Struktur die Oberhaut leicht abbröckeln; die Sandsteine und Letten des Rotliegenden, Zechsteins, Buntsandsteins und der Kreideformation eigneten sich bei ihrer Weichheit und Dünnschichtigkeit überhaupt nicht zur Annahme und Aufbewahrung von Glazialwirkungen; nur die Quadersandsteine lassen, wie gesagt, sobald sie ein festes Bindemittel haben oder solange sie es noch haben, solche Formen erwarten, ebenso können auch die Porphyre des Rotliegenden und die Basalte gelegentlich geeignet erscheinen, diese Formen zu bewahren. Wie gesagt, sind solche aber bisher in diesem Teile Schlesiens noch nicht beobachtet.

Allerdings muß ich ergänzend hinzufügen, daß ich unter diesen glazialen Oberflächenformen des anstehenden Gebirges nur diejenigen gemeint habe, die man im einzelnen relativ kleinen Aufschlüsse beobachten kann, also vor allem die Glättung und Schrammung auf ebenen Flächen oder an Rundhöckern. Betrachtet man aber die Rundhöcker, auch abgesehen von ihrer geglätteten Oberfläche, als eine bezeichnende glaziale Landschaftsform, besonders wenn sie sich in einer solchen Häufung beisammen finden, wie sie zu dem bekannten Vergleich mit einer ruhenden Schafherde Veranlassung gegeben hat, dann kann man einige Stellen im niederschlesischen Gebirge recht wohl als Rundhöckerlandschaften bezeichnen. Zum Beispiel dürfte hierher wohl das Grünschiefergebiet zwischen Hohenfriedeberg und Wiesenberg und das Gebiet der devonischen Diabase nordwestlich von Freiburg gehören. Ferner bietet der flachgelagerte Porphyr bei Bolkenhain in der Nähe der Ruine Schweinhaus eine auffällige Hügellandschaft dar, die aus der Beschaffenheit und dem Bau des

Untergrundes nicht zu erklären ist. Am ausgedehntesten und augenfälligsten ist aber eine Rundhöckerlandschaft im Riesengebirgsgranit zwischen Jannowitz und Hirschberg und von da aus ein Stück weit südwärts entwickelt, und wer dies Landschaftsbild etwa vom Grunauer Spitzberg aus überschaut, wird wohl leicht an die roches moutonnées der Alpen oder Skandinaviens sich erinnern. Freilich sind jetzt diese Granitbuckel alle tief hinab zu Grus mit einzelnen größeren Restblöcken verwittert und lassen keine geschliffene und geschrammte Oberfläche mehr erkennen, aber die Furchen zwischen den Buckeln sind, wie schon das bereits veröffentlichte Blatt Kupferberg zeigt, zum Teil noch mit nordischem Geschiebelehm erfüllt, und dadurch wird meine Deutung der Buckel als Rundhöcker um so wahrscheinlicher. Es würde mich nicht wundern, wenn hier — allerdings vielleicht erst bei zielbewußtem Suchen — doch noch, und zwar an einem der zahlreichen, schwerer verwitternden Aplitgänge, anstehende Gletscherschliffe gefunden würden.

E. WERTH: Die Form der Rundhöcker ist je nach Art und Lagerung des Gesteins verschieden, und keineswegs kann man eine gerundete Stoß- und abgebrochene, steile Leeseite allgemein als die normale Rundhöckerform bezeichnen. Der Granit zeigt meist allseitig gerundete Höcker, Gneis und Glimmerschiefer verhalten sich vorwiegend ebenso (Fig. 1). Sind die Gesteinsschichten steiler



Rundhöckerformen (schematisch). Der Pfeil gibt die Bewegungsrichtung ehemaligen Gletschers an.
1. Normale Rundhöckerform.
2. Rundhöcker mit ungehobelter, steiler Leeseite, bei senkrecht zerklüftendem ein.
3. Ebenso, bei gegen die Stoßrichtung des Gletschers einfallende Schichten.
4. Atypischer Rundhöcker, Schichtköpfe der Gletscherbewegung entgegennd.

aufgerichtet, so macht sich eine Neigung zur Ausbildung verschieden gestalteter Rundhöckerböschungen in Stoß- und Leeseite bemerkbar. Formen mit schön gehobelter, sanft

ansteigender Stoß- und unregelmäßig abgebrochener Leeseite (Fig. 3) finden wir da, wo die Schichten gegen die sonst abgeleitete Bewegungsrichtung des Eises einfallen; umgekehrt ist aber z. B. der Einfluß der Schichtstellung beim Gneis so stark, daß gelegentlich an der allgemeinen Stoßseite stumpfe und steile, im übrigen geschliffene Kuppen sich bilden, wenn die Schichtköpfe dem Eise entgegenstehen (Fig. 4). Bei Gesteinen, die zu senkrechter Zerklüftung und Abspaltung neigen, wie der Quarzit (Schweden) und der Basalt (Kerguelen) (Fig. 2), kann man in der Regel eine gerundete Stoß- und eine steilere (abgebrochene) Leesite unterscheiden[1]).

Herr **RAUFF** spricht **über *Pteraspis-Reste,*** die Herr LEPPLA im Gedinnian des Hunsrück gesammelt hat.[2])

v. w. o.
KRUSCH. PICARD i. V.

---

[1]) Vgl. E. WERTH: Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Ztschr. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1907.

E. WERTH: Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd. II (S. 126 ff.).

[2]) Der Bericht darüber wird in den Abhandlungen erscheinen.

Briefliche Mitteilungen.

1. Über die Entstehung von „Rillensteinen“.

Von WILHELM SALOMON.

Heidelberg, den 8. Dezember 1915.

Literaturverzeichnis.

1) WALTHER, J.: Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abhandl. der mathem. physik. Kl. d. Kgl. Sächs. Akademie der Wiss. Leipzig 1891. Bd. 16. S. 347 bis 570. Fig. 54. S. 441. Taf. IV, Fig. 1.
2) GOLDSCHMIDT, V.: Über Wüstensteine und Meteoriten. Tschermaks Mitteil. Wien. 1894. S. 10. Taf. I u. II. bes. II, 9.
3) BALTZER, A.: Vom Rande der Wüste. Mitteil. naturf. Ges. in Bern. 1895. S. 13—36. Taf. III, Fig. 18.
4) OBRUTSCHEW, W.: Über die Prozesse der Verwitterung und Deflation in Zentralasien. Verh. d. Russ. Miner. Ges. Petersburg. Bd. 33. 1895. S. 229. Taf. IV, Fig. 2. Taf. VI, Fig. 5. Referat im Neuen Jahrbuch f. Min. 1897. Bd. II. S. 469.
5) NEUMAYR, M.: Erdgeschichte. 2. Aufl. 1895. S. 580—581.
6) ANDREAE: Führer durch das Römermuseum in Hildesheim. Nr. 1. C. Allgemeine Geologie. 1897. S. 34.
7) SUESS, F. E.: Die Herkunft der Moldawite und verwandter Gläser. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1900. Bd. 50. S. 193—382. Fig. 48.
8) ABEL, O.: Über sternförmige Erosionsskulpturen auf Wüstengeröllen. Jahrb. k. k. Reichsanst. Wien. Bd. 51. 1901. S. 24—40. Taf. II, Fig. 1—4.
9) BRUNHES, J.: Erosion tourbillonnaire éolienne. Contribution à l'étude de la morphologie désertique. Mémoire Pontif. Accad. Romana dei Nuovi Lincei. Bd. 21. 1903. S. 129—148. Taf. 3—4. Zitiert nach HAUG.
10) FOUREAU, F.: Quelques considérations sur les dunes et les phénomènes éoliens. Documents scientifiques de la Mission Saharienne. Bd. 1. S. 213—237. Bd. 2. Taf. 19. Fig. 8—10, 12—16. 1905. Paris. (Masson et Cie.)
11) HAUG, E.: Traité de Géologie. Paris 1911. (Colin) S. 394 bis 395. Taf. 50. Fig. 2—5.
12) WALTHER, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. 2. Aufl. 1912. (Quelle u. Meyer) Leipzig. S. 124—126.
13) ESCHER, B. G.: Über die Entstehung des Reliefs auf den sogenannten „Rillensteinen“. Geol. Rundschau Bd. 4. 1913. S. 1—7. Taf. 1 u. 2.
14) KESSLER, P.: Einige Wüstenerscheinungen aus nicht aridem Klima. Geol. Rundschau Bd. 4. 1913. S. 413—415.
15) STEINMANN, G.: Diskussionsbemerkung. Geol. Rundschau. Bd. 4. 1913. S. 598.

16) ANDRÉE, K.: Verschiedene Beiträge zur Geologie von Canada. Schriften der Gesellsch. z. Beförderung d. gesamt. Naturwiss. Marburg i. H. 1914. Bd. 13. Abt. 7. S. 414—431. (Hier viel Literatur über Furchensteine.)
17) WRIGHT, F. E.: Obsidian from Hrafntinnuhryggur, Iceland: its Lithophysae and surface markings, Bull. Geol. Soc. of America. 26. 1915. S. 275—279.

Als „Rillensteine" werden so verschiedenartige Gebilde bezeichnet, daß es von vornherein nicht wunderbar erscheint, daß sie verschiedenartige Entstehung haben. Gehen wir zunächst von Gebieten feuchten Klimas aus, so gibt es da Steine mit ziemlich geradlinigen Rillen bzw. Rillensystemen, daneben aber andere, deren Oberfläche von wurmartig gebogenen, ganz unregelmäßig verlaufenden Rillen durchzogen ist. Beide Arten gehören fast ausschließlich dem Kalkstein, dem Dolomit und anderen in Wasser merkbar löslichen Gesteinen an. Bei der ersten Art ist es zweifellos, daß die Rillen feinen Rissen des Gesteins folgen. Dabei kann die Erscheinung dadurch kompliziert werden, daß die Risse von Kalkspatgängen erfüllt waren, die nun manchmal als scharfe Kämme in ihnen hervorragen (13, ESCHER, Fig. 1, 2, 3). Derartige Stücke werden wohl in allen Sammlungen vertreten sein. Ich selbst habe prachtvolle Stücke von Röthidolomit 1905 auf „Zwischenmythen" gesammelt. Sie sehen zum Teil wie Miniaturkarrenfelder aus. Ein Stück Nodosuskalk von unbekanntem Fundort zeigt sehr schön die Kämme in einem Teil der Furchen[1]). Es ist das also die Erscheinung, die ESCHER als „Spaltätzung" beschreibt.

Die zweite Art der Rillensteine mit wurmartig gebogenen und verzweigten Rillen kommt in Deutschland sehr häufig vor und ist wiederholt in der Literatur erwähnt. So beschreiben sie ENGEL[2]) und SCHAAD[3]) von Geröllen der Juranagelfluh als „Klaiensteine" gleich „Kleesteine", weil die Kleewurzeln die Gerölle umspinnen und indem sie ihnen den Kalk entziehen, die Rillen hervorbringen. Solche Stücke sind auch in den Muschelkalkgebieten sehr häufig. Das Heidelberger Institut besitzt ein derartiges sehr schönes

---

[1]) Gesammelt von Herrn W. SPITZ, damals stud. geol. in Heidelberg.

[2]) TH. ENGEL. Über die sog. jurassische Nagelfluh auf der Ulmer Alb. Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 1882. S. 65.

[3]) E. SCHAAD. Die Juranagelfluh. Bern 1908. Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lieferung 22. S. 50.

Stück von Muschelkalk, das Herr cand. geol. Rothmann in Üttinghof (Nordbaden) gesammelt hat.

Natürlich findet man nun auch Steine, in denen Spaltenrillen in mannigfaltiger Weise mit den wurmförmigen Rillen vereint sind.

Ein besonderes Interesse hat die Frage nach der Entstehung der Rillensteine erst bekommen, als man sie auch in Wüsten auffand und hier sand- und staubtreibende Winde für die Entstehung der Rillen verantwortlich machte. (Andreae, V. Goldschmidt, Abel, Haug, Foureau usw.). Auch bei diesen Wüstensteinen treten die beiden Haupttypen der Rillen teils isoliert, teils miteinander kombiniert auf. Aber während man sie früher fast allgemein als Produkte der Windbearbeitung auffaßte, ist neuerdings eine Reaktion dagegen entstanden. J. Walther (S. 125—126) kommt jetzt auf Grund seiner Beobachtungen zu dem Ergebnis: „Die Rillen entstehen im Boden, und zwar nahe der Bodenoberfläche, durch die Ätzwirkung aufsteigender, sich hier konzentrierender Lösungen. Indem sie langsam an der Oberfläche der im Boden verteilten Kalksteine entlang ziehen, bilden sich nicht körnige, sondern linear verbundene Rauhigkeiten. Die äolische Abtragung des tonigen Bindemittels zwischen den Geröllen legt die angeätzten rauhen Flächen frei, und die im Sturm weitertreibenden Fragmente schleifen, glätten und polieren die Adern. Allmählich werden sie aber abgewetzt, und endlich verschwinden sie bei heftigem Sandtreiben wieder vollständig von der Oberfläche.“

Escher schließt sich Walthers Anschauung von der Entstehung der Rillen durch die chemische Wirkung der Bodenfeuchtigkeit an und sucht sie durch Beschreibung von Rillensteinen aus dem Tödigebiet in der klimatisch feuchten Schweiz zu stützen.

Kessler hebt zwar hervor, daß dort die Verdunstung wohl zu gering sei, um „dauernd Wasser aus dem Untergrund aufsteigen zu lassen.“ Er schreibt aber ebenfalls die Entstehung der Rillensteine chemischen Lösungsvorgängen zu. Doch hebt er zum Schluß hervor, daß „die Bedingungen für Rillensteinbildung, wenn auch nicht der Wüste allein eigentümlich, so doch in ihr in besonderem Maße vorhanden“ sind.

Steinmann kommt auf Grund von Beobachtungen in südamerikanischen Wüsten zu dem Schlusse, daß „die Oberfläche der Rillensteine durch die lösende Wirkung der, wenn auch sehr selten, so doch mit enormen Wassermassen herab-

stürzenden Nachmittagsregen hervorgerufen werde, deren Wasser infolge der Insolationshitze des Bodens stark erhitzt würde. Jedenfalls gehe die Wirkung von oben nach unten, und der gelöste Kalk scheide sich vielfach unter den Steinen wieder ab."

Wir sehen also, daß eine ganze Anzahl, zum Teil einander widersprechender Erklärungsversuche existieren.

Ich selbst, der ich leider bisher nie Gelegenheit hatte, die Wüste zu besuchen, hatte dank der Freundlichkeit der Herren Professoren V. Goldschmidt, R. Lauterborn und Georg Klebs in Heidelberg eine ganze Reihe prachtvoller Wüsten-Rillensteine von Biskra, Colomb Bechar und Beni Ounif (Figuig) in der Sahara zur Verfügung.

Als ich nun auf der Spitzbergenfahrt des internationalen Kongresses 1910 in der Trias des Middelhuk ganz ähnlich skulpierte eisenschüssige und tonige Kalksteinstücke fand, glaubte ich bei der Niederschlagsarmut des Gebietes und der Rolle, die Staubtransport durch Wind dort selbst auf den Plateaugletschern spielt, dem Winde die Entstehung dieser „Rieselungs-Skulpturen" zuschreiben zu dürfen[4]). Allein bei einem Aufenthalte in Portofino im Anfange des Oktober 1913 machte ich eine Beobachtung, die mich zur Vorsicht zwang. In der Nähe des Castello Paraggi, gegen S. Margherita zu, ragen einige bequem zugängliche Felsklippen von tertiärer Kalknagelfluh in das Meer hinein. Ich beobachtete in ihnen eine Anzahl von Kalkgeröllen, die, soweit sie entblößt sind, prachtvoll die wurmförmigen Rillen der echten Rieselungsskulptur zeigen, im Innern der Felsen aber glatt sind. Die von mir untersuchten Gerölle befanden sich einige Meter über dem Meeresniveau, aber doch nicht so hoch, daß sie nicht bei Sturm von den Brandungswellen bespritzt werden könnten. Unten in der Nähe des Meeres und oben im Gebirge sah ich dort solche Rillensteine bisher wenigstens nicht. Ich muß demnach hier sowohl Bodenfeuchtigkeit wie Regen als Ursache der „Rieselung" ausschließen und kann nur in den abtropfenden Wasserfäden der Brandungswellen die Ursache der Skulptur erkennen. Beim Vergleiche eines dort gesammelten Stückes mit den hoch über dem Meere gesammelten Stücken vom Middelhuk auf Spitzbergen und mit den Wüstensteinen stellte es sich heraus, daß die ersteren sehr gut mit dem Stück von Portofino übereinstimmen, d i e l e t z t e r e n s i c h a b e r d u r c h

---

[4]) Vergl. Geol. Rundschau **1**. 1910. S. 307. Fußnote 3.

glänzende Politur von den anderen unterscheiden[5]). Auch ESCHERS Wüstensteine (13, Fig. 4 u. 5) zeigen „Firnisglanz", während seine und meine Rötidolomitstücke, meine Muschelkalkstücke aus Deutschland, die Kleesteine der Juranagelfluh, die sogenannten „Seekarren", wie ich sie am Walensee gesammelt habe, die Furchensteine des Bodensees und anderer Wasserbecken, die Stücke vom Middelhuk und überhaupt alle mir zugänglichen Rillensteine aus nicht aridem Klima keine Politur aufweisen.

Ich schließe daraus, daß die Entstehung der polierten Rillensteine der Wüsten nicht durch chemische Auflösung zu erklären ist, sondern in der früher fast allgemein üblichen, noch heute durch eine Anzahl von Forschern vertretenen Weise durch äolische Sandrieselung[6]). Damit kann und will ich natürlich nicht ausschließen, daß auch in den Wüsten unter bestimmten Verhältnissen Rillensteine durch chemische Auflösung entstehen können. Auch ist es klar, daß die Politur echt äolischer Rillensteine durch die Einwirkung von Feuchtigkeit rasch zerstört werden wird. Wo aber die Politur erhalten ist, da zeugt sie für Windwirkung. Wo sie nie vorhanden war, hat Feuchtigkeit teils auf rein anorganischem Wege[7]), teils durch Vermittlung von Organismen (Algen, Flechten, Wurzeln höherer Pflanzen, Insektenlarven usw.)[8]) die Rillen gebildet. Aber freilich gibt es da offenbar eine sehr große Zahl verschiedener Bildungswege, so daß man nicht berechtigt ist, ohne weiteres von einem Vorkommnis auf das andere zu schließen.

Es lag nicht in meiner Absicht, diese Bildungswege in der vorliegenden kleinen Notiz näher zu untersuchen; und ich kann um so mehr darauf verzichten, als ich einem freundlichen Briefe des verehrten Kollegen BLANCKENHORN entnehme, daß er sich mit der Absicht trägt, sein sehr

---

[5]) Ich stimme daher jetzt mit BERTIL HOEGBOM überein, der in seinen „Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen (Bull. Geol. Inst. Upsala 11. S. 245, Fußnote 1) ebenfalls bestreitet, daß die Skulptur der „Toneisensteine" des Middelhuk vom Winde erzeugt sei.

[6]) Diese Anschauung habe ich schon im Dezember 1913 in einem Vortrage auf dem Kolloquium der 3 Hochschulen Karlsruhe, Heidelberg, Stuttgart in Karlsruhe vertreten.

[7]) (13), (15), (17).

[8]) ENGEL und SCHAAD. A. a. O. und (16).

umfangreiches eigenes Beobachtungsmaterial über den Gegenstand aus trockenen und feuchten Klimaten ausführlich darzustellen. BLANCKENHORN hat auch bereits darüber einen leider nicht abgedruckten Vortrag in einer Sitzung der Geologischen Vereinigung vom 3. Mai 1913 zu Marburg gehalten und ist in ihm, wie er mir mitteilt, zu ähnlichen Ergebnissen gekommen, wie ich in der vorliegenden Notiz.

---

2. Zur Erklärung der Rillensteine des Niltals.

Von M. BLANCKENHORN.

Marburg (Lahn), den 8. Dezember 1915.

Herr W. SALOMON hat bei Abfassung des vorstehenden Aufsatzes: „Über die Entstehung von Rillensteinen“ mich gebeten, im Anschluß daran auch die Hauptergebnisse meiner Beobachtungen über diesen Gegenstand zu veröffentlichen, die ich schon in dem von ihm am Schluß erwähnten ungedruckt gebliebenen Vortrag in der Versammlung der Geologischen Vereinigung zu Marburg am 3. Mai 1913 hervorgehoben hatte. Ich folge dieser freundlichen Aufforderung, und bin Herrn SALOMON dafür um so mehr dankbar, als mir dadurch Gelegenheit geboten ist, meine Priorität zu wahren, außerdem das Thema selbst aus mehreren Gründen seit jenem freien Vortrag von mir nicht weiter verfolgt, und die Niederschrift und Veröffentlichung verschoben worden war, bis mir noch weiteres Beobachtungsmaterial nach bestimmter Richtung vorläge.

Während meines wiederholten Aufenthaltes in Ägypten, besonders dem im Jahre 1906 im Niltal und einigen Tälern der benachbarten Wüste sammelte ich an den verschiedensten Stellen Kalkgerölle, deren Oberfläche durch Wüstenphänomene verändert waren. In Deutschland hatte ich schon seit Jahren in ähnlicher Weise bei meinen Kartierungen in Muschelkalkgebieten den Oberflächenerscheinungen bei Kalksteinen meine Aufmerksamkeit geschenkt. So hatte ich allmählich eine Fülle der ausgezeichnetsten Proben zusammengebracht, welche die Einwirkung von Pflanzenwurzeln, Flechten, Algen, Insekten, mechanischer Ritzung, der Temperaturschwankungen, Insolation, Verdunstung des Regenwassers, Taus, von aufsteigenden Salzlösungen und Sandgebläsen beleuchten konnte.

Ich stellte an der Hand meines reichen Materials fest, daß diese verschiedenen Ursachen auch ganz verschiedene Wirkungen hervorriefen, so ganz besonders bei den vielbesprochenen Rillen oder Furchen. Daß ich dabei auch die Wirkung der Salzlösungen in ihrer Bedeutung erkannte und sie zu studieren mich bemühte, geht, abgesehen von meiner „Geologie Ägyptens" (diese Zeitschr. 1901, S. 479 f.) auch aus einer längeren Diskussionsbemerkung hervor, die ich in Berlin in der Anthropologischen Gesellschaft 1906 anläßlich eines Vortrags von Rathgen, über „Zerfall und Erhaltung von Altertumsfunden" (Zeitschr. f. Ethnologie Berlin 1906, S. 408), also noch vor Erscheinen der neuesten Auflage von Joh. Walthers: „Das Gesetz der Wüstenbildung" 1912 deutlich hervor. Walthers neue Erklärung der Rillen auf ägyptischen Kalkkieseln durch chemische Ätzwirkungen, im Gegensatz zu seiner früheren durch Sandgebläse, war mir daher bei ihrer Veröffentlichung 1912 bereits geläufig und von mir angenommen.

Aber im Gegensatz zu Walther vermochte ich mit seiner Erklärung allein mir noch nicht alle die verschiedenen Rillenerscheinungen genügend zu deuten.

Bei den meisten meiner Gerölle erkannte ich deutlich einen Unterschied zwischen der Oberflächenskulptur auf der Unterseite und der auf der Oberseite, und notierte mir daher beim Aufsammeln jedesmal sofort sorgfältig, welches die Unterseite, welches die Oberseite gewesen war. Die Unterseite der in der Umgebung von Theben gesammelten Stücke zeigte ausnahmslos die charakteristische Erscheinung der Anätzung durch aufgestiegene salzhaltige Lösungen, mattes staubbedecktes Aussehen und die scharfgratigen Rillen in unregelmäßigem Verlauf wiederholt sich vereinigend, aber im ganzen gleich stark eingetieft, ohne Unterschied von Haupt- und Nebenrillen. Die das Gestein durchziehenden Spältchen bzw. Adern sind in schmalen Rinnen angefressen.

Anders wird es an der Seite und auf der Oberseite. Die Grenzlinie zwischen dem Teil, der im Erdboden versteckt war, und dem frei aufragenden Teil wird häufig genug gekennzeichnet durch eine äußerst scharfe Kante, an welche vielfach, wenn der überwiegende Teil des Gerölls in der Erde steckte und nur eine flache Seite herausragte, schüsselförmige Vertiefungen der Oberseite sich anschließen, als ob oben verstärkte angreifende Einwirkung erfolgt wäre, sei es durch Sandgebläse, sei es durch Feuchtigkeit, die von

oben kam. Das Sandgebläse verrät sich bei größeren, hoch aufragenden Stücken auch durch Auftreten von Politur und Glanz in einer gewissen tieferen Randzone, längs der die windgetriebenen Sandkörner auf dem Boden besonders stark schleifen, während die höheren Partien die Abhobelung und den Glanz wieder weniger erkennen lassen. Die Adern des Gesteins sind auf der Oberseite breiter angefressen und erweitert. Es beginnen die Spuren von Schutzkrustenbildung, die auf der Unterseite fehlen, in Gestalt kleiner brauner Pünktchen oder Wärzchen an den vortretenden Teilen, den Kanten und Graten der Rillen. Linck hat bekanntlich die Bildung der braunen Schutzrinden auf Tau bzw. von oben kommendes Wasser zurückgeführt, das den eisen- und manganhaltigen Staub aus der Luft aufnahm und verdunstete. Walther bestreitet eine solche Wirkung des Taus durchaus und läßt auch die Schutzrinde aus dem kapillaren Gestein selbst ausschwitzen, infolge der starken Bestrahlung.

Da, wo die Oberseite der Kalk-Gerölle nicht nachträglich ganz glatt abgehobelt ist durch Sandgebläse, zeigt sie sich nun auch von Rillen überzogen, und zwar gewöhnlich in einschneidenderer Weise als wie die Unterseite. Zwei Arten von Furchungen lassen sich da unterscheiden, solche durch Sandgebläse und solche durch ätzendes Wasser hervorgerufen. Die ersteren verlaufen gradlinig, alle parallel in der Richtung des herrschenden Windes, und zeichnen sich durch breite flache Täler, getrennt von scharflinigen Graten, aus. Diese Windfurchen sind selten zu beobachten, meist nur da, wo das Gestein in sich verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen mechanische Eingriffe besitzt, sei es durch Adern, Kieselkonkretionen oder eingelagerte Versteinerungsreste.

Die vorherrschenden Rillen sind jedenfalls die auf chemischem Wege durch Lösungen bewirkten. Beide Arten können aber auch zusammen vorkommen, und dann entstehen verwickelte Verhältnisse, zumal wenn die flachen breiten Windfurchen älter und vorgezeichnet sind. Dann werden deren tiefste Teile von scharfgerandeten Tälern eingefurcht, die mehr oder weniger gradlinig einander parallel dem Unterrand des Gerölls zustreben, an Stärke von oben nach unten zunehmend. Ihnen fließen von den Seiten feinere Rillen zu, deren Oberlauf, den Hauptarmen parallel, ausnahmslos im höheren Teil des Gerölls gelegen ist, um dann weiter unten plötzlich umbiegend in den Hauptarm

einzumünden. Die Rillen verhalten sich so wie einander parallele Flußsysteme in ihrem Lauf gegen die Meeresküste. Letztere ist hier durch den Unterrand des Gerölls vertreten, während die Quellen sich an die obere Kante und höheren Teile des Gerölls halten. Gerade dieses ausgesprochene Bild der Flußsysteme, deren Furchen sich in der Richtung von der oberen Gesteinskante oder -Spitze nach unten zu deutlich verbreitern und vertiefen, legt den Gedanken nahe, daß es sich wenigstens hier um Wassertropfen handelt, die von der Kante oder dem höheren Gesteinsteil langsam nach unten sickerten, nicht umgekehrt.

Eine Scheidung zwischen stärkeren Haupttälern und schwächeren dazwischen konnte ich übrigens auch an der Oberseite anderer Blöcke, die keine älteren Windfurchen erkennen ließen, beobachten, desgleichen eine Zunahme der Stärke der Hauptrillen nach unten. An der unteren Randkante aller dieser Gesteine, wo die von oben herabkommenden Systeme und die Ätzungsrillen der Unterseite sich vereinigen, finden ganz unregelmäßige Ätzungen statt.

An anstehenden Konglomeratfelsen der Täler bei Theben sah ich an steilen Abhängen oft genug Kalkgerölle, die noch ganz ihre ursprüngliche Lage fest im Gestein besaßen, an ihrer Oberseite deutlich schüssel- oder napfförmig vertieft, wie von Ansammlung von Oberflächenwasser, das sich auf der Oberseite einätzte und so eine ähnliche Erscheinung im Kleinen hervorrief, wie wir sie im Großen als geologische Orgeln, Karsttrichter, Doline usw. aus Kalkgebirgen infolge auflösender Tätigkeit von Oberflächengewässern kennen.

Aufsteigende Salzlösungen konnten jedenfalls hierbei nicht in Betracht kommen, zumal die eingetiefte Oberseite in den meisten Fällen von dem größeren unteren steil abfallenden Teil der Gerölle oder dem fest es umschließenden Konglomerat durch eine scharfe Kante getrennt war. Ebensowenig konnte grade in diesen Fällen von Sandgebläse die Rede sein, da die Stellen vor sandbeladenem Wind durchaus geschützt lagen. Außerdem glaube ich mich zu erinnern, daß es sich vornehmlich um relativ kühle, schattige Plätze auf nordwärts gerichteten Abhängen handelte, so daß also auch die Sonne hier etwa auftretendes Oberflächenwasser nicht so schnell zur Verdunstung bringen konnte, wie sonst.

So führt eine Reihe von Erscheinungen zu dem Schluß, daß auch in den Wüsten Ägyptens ätzende Wirkungen durch Wasser, das v o n o b e n k a m , ausgeübt wurden, und n i c h t

alle Rillen der Kalkgerölle durch aufsteigende Salzlösungen gebildet sind.

Wenn man dagegen mit JOH. WALTHER einwirft, daß der Tau in Oberägypten keine Rolle spiele, so habe ich demgegenüber folgendes zu bemerken: Die meisten Beobachtungen von Reisenden sind in Ägypten während der schönen Reisemonate Januar bis Mai gemacht worden, wenn im Niltal im allgemeinen Trockenheit herrscht, nicht aber während der Nilüberschwemmung, in der Zeit vom Juli bis Ende Oktober, wenn das ganze Niltal mit Nebeln bedeckt ist. Die Luftfeuchtigkeit während dieser Zeit könnte vielleicht genügen, um auch den vorragenden Felsen und Geröllen namentlich nachts Tau zuzuführen. Gerade nach dieser Richtung liegt mir noch kein ausreichendes Beobachtungs- und Beweismaterial vor, und deshalb verschob ich die Veröffentlichung meiner bisherigen Studienergebnisse, bis ich dasselbe an Ort und Stelle selbst gewonnen. Bringt diese mit der Nilüberschwemmung in Zusammenhang stehende Luftfeuchtigkeit in der Tat die Lösung der Frage, dann müßten andererseits mit der Entfernung vom Nil die vorerwähnten Erscheinungen abnehmen und z. B. in der eigentlichen Wüste und in den Oasen nur noch aufsteigende Lösungen neben dem Sandgebläse als Erzeuger von Rillen (und napfförmigen Eintiefungen) in Betracht kommen.

Dieser meiner Erklärung gewisser Rillenerscheinungen bei Kalkgeröllen hat sich dann nach jenem Vortrag auch Herr STEINMANN in einigen Bemerkungen angeschlossen und auf entsprechende Beobachtungsergebnisse in südamerikanischen Wüsten hingewiesen. Auch die Angaben SALOMONS stehen damit in Einklang.

---

3. Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S.

Vorläufige Mitteilung von O. H. SCHINDEWOLF.

(Mit einer Textfigur.)

Göttingen, Geolog.-pal. Institut, d. 27. Nov. 1915.

Auf Anregung des Herrn WEDEKIND, dem ich auch hier für seine liebenswürdige Unterstützung bei meinen Arbeiten meinen herzlichsten Dank ausspreche, habe ich mich im vergangenen Sommer mit der Stratigraphie des Oberdevons der Umgegend von Hof in Bayern beschäftigt.

Die geeignetsten Profile zum Studium des Oberdevons dieser Gegend bieten die seit langen Jahren in der Literatur genannten Steinbrüche von Gattendorf, die einem 25—35° NW streichenden und unter 20—30° SW einfallenden Devonzuge angehören. Der eine links der Fahrstraße Neu-Gattendorf—Gassenreuth gelegene Steinbruch ist leider jetzt fast ganz verfallen und somit stratigraphischen Untersuchungen unzugänglich geworden. In dem anderen größeren hingegen, der sich rechts der genannten Straße an einem nach Kirch-Gattendorf führenden Fußpfade erstreckt, ist bis in jüngere Zeiten noch gebrochen worden, und so war es geboten, an dieser Stelle die Arbeiten anzusetzen. Diese sind bis jetzt noch nicht zu einem vollkommenen Abschlusse gelangt, doch schien es wichtig, im folgenden einige der gewonnenen Resultate der Öffentlichkeit zu übergeben, da ich, zum Heere einberufen, meine Arbeiten auf längere, ungewisse Zeit unterbrechen muß. Es dürfte dies um so erwünschter sein, als der Name Gattendorf, wie schon erwähnt, in der Devonliteratur eine große Rolle spielt, ohne daß bisher etwas Exaktes über die dort vertretenen Oberdevonstufen bekannt ist, da alle Angaben auf den älteren Arbeiten von Münster und Gümbel fußen. Eine eingehendere Darstellung, vor allem auch der interessanten Cephalopodenfaunen, wird, weiterhin auf die übrigen Aufschlüsse der Umgegend von Hof ausgedehnt, nach meiner eventl. Rückkehr aus dem Felde erfolgen.

Bisher wurden in dem Profil von Gattendorf die **Cheiloceras-, Postprolobites-, Laevigites- und Wocklumeria-Stufen** Wedekinds nachgewiesen, über die nachfolgend einige spezielle Angaben gemacht sein mögen.

Cheiloceras-Stufe (II). Die liegendste Gesteinsbank in dem Gattendorfer Aufschluß wird von einem bläulichen Flaserkalke gebildet, über dem dann eine etwa 7 m mächtige Folge von typisch rot gefärbten Knollenbalken aufsetzt. Den Abschluß dieser Stufe bilden wiederum licht blaugrau gefärbte Kalke, ähnlich den zuerst genannten.

Das Alter der in Rede stehenden Kalke, die eine Gesamtmächtigkeit von etwa 11 m besitzen, ist festgestellt durch die Funde von zahlreichen *Cheiloceraten* (*Ch. Verneuili* Mstr., *Ch. enkebergense* Wdkd. und andere), *Tornoceraten* aus der Gruppe des *T. planidorsatum* Mstr. (*T. planidorsatum var. involuta* Wdkd.), *Sporadoceraten* aus der Gruppe des *Sp. biferum* Phill. (Vertreter der *Spora-*

doceras-Münsteri-Gruppe noch nicht vorhanden!) und ferner von dem so typischen *Aganides lentiformis* Mstr. Dazu kommt eine Lamellibranchiatenfauna (*Buchiola* Barr., *Myalina* de Kon. usw.), die der vom Enkeberge und auch der des Äketales vollkommen gleicht. *Clymenien* fehlen wie am Enkeberge usw. ganz.



Das Oberdevon-Profil im Steinbruch von Gattendorf.
IIβ = Cheiloceras-Stufe, IVα = untere, IVβ = obere Postprolobites-Stufe, Vα = untere, Vβ = obere Laevigites-Stufe, VIα = untere Wocklumeria-Stufe.

Die oben aufgezählten Goniatiten sind in ihrem Zusammenvorkommen am Enkeberg, Äketal usw. leitend für den oberen Teil der Cheiloceras-Stufe (II β), finden sich aber nicht in deren unterem Teile, so daß zweifellos vorläufig auch nur auf das Vorhandensein von II β im Gattendorfer Steinbruche geschlossen werden kann.

Damit kämen wir zu der Frage nach dem Liegenden der besprochenen Gesteinsbänke, auf die aber nur mit Vermutungen Antwort gegeben werden kann. Etwa 130 m östlich der Steinbruchswand verläuft im Streichen und Liegendem der Schichten die Grenze des Schalsteins, der in anderen Aufschlüssen der Umgegend von Hof *Spirifer Verneuili* Murch., *Philipp-*

sastraeen und andere für das untere Oberdevon bezeichnende Versteinerungen führt. Es liegt nun nahe, eine Vertretung der Manticoceras-Stufe (I), also des untersten Oberdevons, durch diese sogenannten Planschwitzer Tuffe bei Gattendorf anzunehmen, zumal sich an der namengebenden Lokalität Planschwitz i. S. und, wie K. WALTHER gezeigt hat, auch an mehreren Punkten von Ostthüringen *Manticoceraten* in ihnen gefunden haben. Die unteren Cheiloceras-Schichten (II α) würden dann auf den Feldern zwischen dem Steinbruch und der Schalsteingrenze ausstreichen. Ich betone aber nochmals ausdrücklich den hypothetischen Charakter des eben Gesagten; vollkommene Klarheit über die Sachlage wird erst ein Schurfgraben geben können, der senkrecht zum Streichen gezogen die Grenze des Schalsteins gegen die untersten Bänke des in Kalkfacies ausgebildeten Schichtensystems aufschließt.

Jedenfalls ist die Übereinstimmung der bisher sicher identifizierten oberen Cheiloceras-Stufe von Gattendorf paläontologisch wie auch petrographisch mit der des Enkeberges eine vollkommene.

Postprolobites-Stufe (IV). Unmittelbar über der Cheiloceras-Stufe folgen dann 3 m ziemlich dunkelblau gefärbter Kalke, die sich petrographisch eng an das Liegende anschließen. Es fanden sich in ihnen zusammen mit *Sporadoceras Münsteri* v. B. Bruchstücke von berippten weit genabelten *Clymenien*, die mit Evidenz auf den unteren Teil der Postprolobites-Stufe (IV α) hinweisen. Die Begleitfauna besteht aus Lamellibranchiaten, darunter *Buchiola* BARR.

Über einer schwachen, aber sehr charakteristischen Bank, ganz erfüllt von *Posidonien* und anderen Zweischalern, erhebt sich dann ein 5 m mächtiges Schichtpaket, das an der Basis außerordentlich fossilreich ist. An Ammoneen ließen sich hier in großen Mengen aufsammeln *Postprolobites* (*P. Jakowlewi* WDKD., *P. Frechi* WDKD.) und *Platyclymenien*, unter ihnen die echte *Pl. annulata* MSTR. und solche der *protacta*-Gruppe mit Parabelrippen. Die hier gefundenen *Postprolobiten* sind durchaus identisch mit den von WEDEKIND beschriebenen Balver Formen (lineare Anwachsstreifen, echte Schaleneinschnürungen!), wie denn überhaupt die Übereinstimmung dieser Gattendorfer V β-Zone mit der von Balve ganz überraschend ist. Nach dem Hangenden zu nimmt übrigens der Fossilreichtum der Kalke, die im Gegensatz zu den liegenden Schichten stärker geflasert sind,

allmählich ab. Die Gesamtmächtigkeit der Postprolobites-Stufe in Gattendorf beträgt etwa 8 m.

Im Anschluß daran sei noch eine Bemerkung über das Vorkommen des Genus *Postprolobites* Wdkd, gestattet; denn nach allem könnte es den Anschein erwecken, als ob *Postprolobites* eine im allgemeinen seltene und wenig weitverbreitete Form sei. Gerade das Gegenteil davon ist der Fall. Daß wir bisher nur so wenige Anhaltspunkte für das Vorkommen der Gattung besitzen, liegt lediglich daran, daß sie bis jetzt so oft verkannt worden ist, worauf auch schon Wedekind aufmerksam gemacht hat. So ist z. B. Borns *Cheiloceras oxyacantha* Sdgb.[1]) von Bohlen bei Saalfeld nach seiner Beschreibung zweifellos identisch mit *Postprolobites Jakowlewi* Wdkd., und damit wäre dann auch sein Zusammenvorkommen mit *Platyclymenia annulata* Mstr. nichts Merkwürdiges mehr, es entspräche vielmehr nur der Norm. Ebenso dürften ferner auch die *Cheiloceren*, von denen K. Walther[2]) aus dem Frankenwalde berichtet, nichts anderes darstellen als *Postprolobiten*, zumal sie zusammen mit *Clymenien* der *striata*-Gruppe gefunden worden sind.

Etwas Eigentümliches in unserem Profile aber, das sofort auffallen muß, besteht in der direkten Überlagerung der Cheiloceras- durch die Postprolobites-Stufe unter Ausfall der Prolobites-Schichten (III)[3]). Wahrscheinlich wird hier eine Transgression vorliegen, trotzdem allerdings bisher noch keine weiteren Anzeichen dafür erkannt werden konnten. Eine streichende Verwerfung zur Erklärung der Lücke anzunehmen, erscheint nicht wohl angängig, da Orientierungsexkursionen nach dem Schübelhammer und anderen Aufschlüssen des Fichtelgebirges und Frankenwaldes auch an diesen Lokalitäten ein Fehlen der Prolobites-Schichten oder wenigstens des typischen *Prolobites* Karp. feststellen ließen. Eine vollkommene Klärung der Verhältnisse ist mir aber zurzeit noch nicht möglich.

---

[1]) A. Born: Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. Diese Zeitschr. 1912, Bd. 64.

[2]) K. Walther: Geologie der Umgegend von Bad Steben im Frankenwalde. Geognost. Jahreshefte 1907. XX.

[3]) Die Angabe Borns in seiner Arbeit über das Äketal, daß er an einem *Prolobiten* von Gattendorf die interne Lobenlinie untersucht habe, beruht wohl auf einem Irrtum oder einer Verwechslung vielleicht mit dem damals noch nicht bekannten *Postprolobites*.

Laevigites-Stufe (V). Unmittelbar oberhalb der Hangendgrenze von IV β tritt spontan ein ganz neuer Faunencharakter hervor. Die vorher so häufigen *Postprolobiten* sind verschwunden, die *Goniatiten* überhaupt treten jetzt ganz in den Hintergrund, und die *Clymenien* bilden nun das herrschende Element. Zuunterst ist häufig vertreten *Oxyclymenia* (*O. subundulata var. elegantula* Wdkd.), also eine weit genabelte glatte Clymenienart, wie sie sich nicht in der vorhergehenden Stufe findet. Wenig höher dominiert dann *Laevigites* Wdkd. mit der Art *L. Hövelensis* Wdkd., der leitenden *Clymenie* der Zone V α, während *Oxyclymenia* wieder etwas zurücktritt.

Hierher fällt auch das zuletzt beobachtete Vorkommen von *Buchiola* Barr., die nach Wedekinds Untersuchungen[4]) im Rheinischen Gebirge nur bis etwa in die Mitte der Cheiloceras-Schichten hinaufreicht, und dann von *Loxopteria* Frech abgelöst wird. Vielleicht findet das lange Andauern der Gattung im Gattendorfer Profil seine Erklärung in geringen Faciesdifferenzen gegenüber der rheinischen Ausbildung.

In der nächsten Gesteinsbank, die relativ häufig *Oxyclymenia* Hyatt, *Cymaclymenia* Hyatt und *Gonioclymenia* Hyatt enthält, findet dann schon eine augenfällige Annäherung an die nächst höhere Zone V β statt, und in der Tat haben wir bereits oberhalb der genannten Schicht die Hangendgrenze der im ganzen nur etwa 3 m mächtigen unteren Laevigites-Stufe vor uns.

Durch die nun folgenden, etwa 1,30 m mächtigen Gesteinsbänke ist dann wahrscheinlich die obere Laevigites-Zone V β vertreten, obwohl im Anstehenden das eigentliche Leitfossil, der *Laevigites laevigatus* Mstr. bisher noch nicht aufgefunden werden konnte. Sein Vorkommen in Gattendorf geht aber aus zahlreichen Sammlungen hervor, in denen er vertreten ist. Faunistisch bieten die zuletzt beschriebenen Schichten sonst nichts des Bemerkenswerten.

Auffallend ist aber die geringe Mächtigkeit der Laevigites-Stufe im Vergleich zu den Verhältnissen, wie wir sie im Rheinischen Gebirge antreffen.

Erwähnt möge dann ferner werden, daß sich vom Liegenden her ein eigentümlicher Wechsel in der petrographischen Beschaffenheit bemerkbar macht. Gelegentlich wurde

---

[4]) Vergl. z. B.: R. Wedekind, Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. Abhdlgn. der Königl. Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen. S. 11.

oben schon erwähnt, daß in den tieferen Stufen das Gestein nur recht wenig geflasert erscheint, und daß dann in der oberen Postprolobites-Stufe die Flaserung auffällig zunimmt. In dem zuletzt behandelten Horizont haben wir das Maximum der Flaserung vor uns, so daß in den obersten Schichten das Gestein direkt aus Tonlagen mit eingelagerten Kalkknollen besteht, eine Erscheinungsweise, die mir für unseren Fall wenigstens die Deutung Borns der Flaserkalke als posthumes Produkt unvorstellbar erscheinen läßt.

Wocklumeria-Stufe (VI). Sogleich an der Basis dieser Stufe tritt dann ein ungemein markanter Wechsel in der Faunenzusammensetzung auf. Die im vorhergehenden fast ganz verschwundenen *Goniatiten* treten jetzt in außerordentlicher Fülle wieder einmal in die Erscheinung. Es handelt sich dabei fast ausnahmslos um neue Formen, die kurz dadurch ausgezeichnet sind, daß sie meist lineare Anwachsstreifen und eine einfache Aganidesartige Lobenlinie besitzen. Die Begleitfauna wird vorwiegend durch Lamellibranchiaten und große Orthoceraten gebildet; Clymenien sind zum mindesten selten.

Mit bisher bekannten Goniatitenformen waren nur einige wenige zu vergleichen, nämlich mehrere weitgenabelte, sehr charakteristische Stücke, die der von Wedekind beschriebenen Gattung *Wocklumeria*[5]) angehören, und einige andere hochmündige, enggenabelte, die ich mit *Aganides* (?) *Gürichi* Frech identifizieren möchte. Es zeigt sich indessen, daß meine *Wocklumerien* trotz ihrer auf den ersten Blick hervortretenden Verwandtschaft mit den Formen (*Wocklumeria Denckmanni* Wdkd.) von Wocklum bei Balve doch nicht identisch mit dieser sind: es sind durchgreifende, speziellere Unterschiede wie z. B. in bezug auf den Windungsquerschnitt vorhanden. Die merkwürdigen Formen, die Wedekind als *Wocklumeria paradoxa* beschrieben hat, fehlen in Gattendorf ganz, andererseits sind wieder die an *Aganides* (?) *Gürichi* Frech anschließenden Formen dem Rheinischen Gebirge fremd.

Daraus glaube ich den Schluß ziehen zu dürfen, daß die besprochenen Schichten von Gattendorf wegen ihrer Annäherung an die rheinischen Vorkommen wohl zu der Wocklumeria-Stufe zu stellen sind, aber nicht ein Äquivalent

---

[5]) R. Wedekind: Genera der Goniatiten. Paläontol. Abhandlung. Zurzeit im Druck.

der Schichten von Wocklum (VI β) darstellen. Sie dürften vielmehr dem Foßley des Rheinischen Gebirges, also der unteren Wocklumeria-Stufe (VI α), entsprechen, zumal sie im unmittelbar Hangenden der Laevigata-Kalke auftreten. Die hierher zu stellende Schichtenfolge hat im ganzen nur eine Mächtigkeit von etwa 0,5 m und wird gebildet von gelben sandigen Tonschiefern mit eingelagerten Kalkknollen oder auch von geschlosseneren Bänken eines stark eisenhaltigen, sandigen Kalksteins.

Den Abschluß in dem Profile von Gattendorf bildet ein etwa 6 m mächtiges Paket, von gelbgrünen bis dunkleren, zuweilen sandigen oder glimmerhaltigen, feinblättrigen Schiefern, den Cypridinenschiefern früherer Deutung.[6]) Das Alter derselben muß vorläufig zweifelhaft bleiben; denn außer schlecht erhaltenen Pflanzenresten wurden bisher keine Fossilien, insbesondere keine *Ammoneen* in ihnen gefunden. Sie dürften wohl ein Äquivalent der oberen Wocklumeria-Stufe (VI β) oder aber vielleicht auch schon transgredierende Kulm-Schichten derstellen.

Es hat sich also durch meine Untersuchungen die von Gümbel und anderen Autoren so oft angezweifelte Möglichkeit ergeben, die Gattendorfer und somit auch die übrigen Oberdevonvorkommen des Fichtelgebirges in wohl unterscheidbare und faunistisch von einander getrennte Stufen und Zonen zu gliedern und dadurch mit dem Oberdevon des Rheinischen Gebirges zu parallelisieren. Die Übereinstimmung der Ausbildungsweise vom Oberdevon im Fichtelgebirge und im Rheinischen Gebirge geht, wie wir gesehen haben, so weit, daß es sogar möglich ist, die feine von Wedekind für das Sauerland aufgestellte Gliederung auch auf das relativ weit entfernte Fichtelgebirge anzuwenden.

Von Interesse ist dann ferner der Nachweis von im übrigen in normaler Facies ausgebildetem Foßley mit bisher ungekannter reichhaltiger Fauna, durch die seine Stellung als untere Wocklumeria-Schichten dokumentiert wird. Jüngst ist darauf auch schon von Wedekind[7]) im Anschluß an eine briefliche Mitteilung A. Denckmanns hingewiesen worden, nachdem lange Zeit seine Zuteilung zu Stufe V oder VI unentschieden gewesen war.

---

[6]) Auf der beigegebenen Abbildung nicht sichtbar.

[7]) Referat im Neuen Jahrbuch zu seiner Clymenien-Monographie. Zurzeit im Druck.

Stufen:	Zonen:	Sauerland (R. WEDEKIND):	Gattendorf (O. H. SCHINDEWOLF):
VI. **Wocklumeria-Stufe**	β Zone d. ***Wocklumeria Denckmanni*** etc.	Knollenkalke mit Cephalopoden.	Schiefer bisher ohne Cephalopoden. ? — Transgression? — Kalke und Schiefer mit reicher Fauna.
	α Zone d. ***Wocklumeria n. sp.***	Foßley. — Transgression! —	
V. **Laevigites-Stufe**	β Zone d. ***Laevigites laevigata*** etc.	Knollenkalk. gleiche	Knollenkalk. Fauna
	α Zone d. ***Laevigites hoevelensis*** etc.	Knollenkalk. gleiche	Knollenkalk. Fauna!
IV. **Postprolobites-Platyclymenia-Stufe**	β Zone d. ***Postprolobites Frechi*** u. d. ***Platyclymenia annulata.***	Knollenkalk. gleiche	Knollenkalk. Fauna!
	α Zone der ***Platyclymenia protracta.***	Knollenkalk. gleiche	Knollenkalk. Fauna!
III. **Prolobites-Stufe**	β Zone des ***Prolobites delphinus*** u. d. ***Clymenia involuta.***	Knollenkalk.	
	α Zone der ***Psendoclymenia Sandbergeri.***	Knollenkalk.	
II. **Cheiloceras-Stufe**	β Zone des ***Cheiloceras enkebergense***	Knollenkalk. gl. Fauna	Knollenkalk.
	α Zone des ***Cheiloceras subpartitum.***	Knollenkalk. / Tonschiefer.	?
I. **Manticoceras-Stufe**		Plattenkalke.	Planschwitzer Tuffe.

Von nicht minderer Bedeutung dürfte es schließlich sein, daß unsere Kenntnis vom Oberdevon nun um ein weiteres jetzt annähernd gedeutetes Profil bereichert wird, das gestattet, weitere Schlüsse auf die geographische Verbreitung des Oberdevonmeeres zu ziehen. In dem Gattendorfer Oberdevon haben wir ein Bindeglied zwischen den Vorkommen Cabrières, Rheinisches Gebirge und Schlesien (Ebersdorf), Ural einerseits und Karnischen Alpen und Harz andererseits vor uns.

Zum Schluß meiner Darstellungen gebe ich noch eine Übersichtskarte des Gattendorfer Oberdevons im Vergleich zu dem des Rheinischen Gebirges.

4. Zum Bett des Actinocamax plenus BLAINV.

Von Herrn W. LOESCHER.

Essen, den 14. Januar 1916.

Durch zwei kleinere Notizen mit obiger Überschrift in dieser Zeitschrift versucht BOEHM[1]) den Nachweis zu erbringen, daß *Actinocamax plenus* BLAINV. am Südrande des westfälischen Kreidebeckens, insbesondere auch im Ruhrgebiet tiefcenomanes Alter hat. Bekanntlich hat SCHLUETER, dem eine gute Kenntnis der vertikalen Verbreitung der Kreidefossilien in Westfalen nicht abzusprechen ist, in seiner „Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands"[2]) eine besondere Zone des *Act. plenus* als unterstes Turon für die Kreide Westfalens ausgeschieden. Wenn ich auch bezweifle, daß sich diese besondere Zone für das Ruhrgebiet aufrecht erhalten läßt, so kann ich mich aber andererseits nach meinen mehrjährigen Beobachtungen über das Cenoman der hiesigen Gegend auch nicht der Ansicht BOEHMS anschließen.

Über das Alter des *Act. plenus* im Cenoman bei Bilmerich i. W. kann ich mir kein Urteil erlauben, da ich dieses Vorkommen nicht kenne. Dagegen sind mir die Aufschlüsse in Sevinghausen (bei Wattenscheid) und der Umgegend von Essen, bzw. Mülheim-Ruhr bekannt.

In Sevinghausen habe ich wiederholt gegraben, aber niemals einen *Act. plenus* dortselbst gefunden, obwohl auch

---

[1]) Vgl. diese Zeitschr. 1909, S. 404 und 1911, S. 247.
[2]) Diese Zeitschr. 1876, S. 469.

mir das Vorkommen dieses Fossils dort bekannt war. Aber die m i r bekannt gewordenen Funde von dort waren stets augewittert im Gehängeschutt gefunden worden, so daß ich vermute, daß die in Sevinghausen gefundenen Exemplare des *Act. plenus* aus den obersten Schichten des dort aufgeschlossenen Cenomans stammen. Die in Sevinghausen anstehenden Cenomanschichten, soweit man an dieselben durch Graben herankann, gehören nach meiner Ansicht nicht dem tiefsten Cenoman, sondern SCHLUETERS Varianszone an, in die *Pecten asper* LAM. und *Alectryonia carinata* LAM. hinaufzureichen scheinen.

In Essen hat Herr E. KAHRS, Leiter des städt. Museums, 1913 *Act. plenus* in der sehr tiefgehenden Ausschachtung für den Eickschen Neubau an der Kettwiger Straße in mehreren Exemplaren gefunden, und zwar in den an der Sohle gelegenen Schichten. Die hierbei aufgeschlossenen Mergel gehören dem Labiatuspläner an und gehen mit zunehmender Grünfärbung in das Cenoman über. Nach meiner Ansicht tritt *Act. plenus* an diesem Fundorte in den Übergangsschichten vom Cenoman zum Turon auf.

Noch nicht ganz geklärt dürften die geologischen Verhältnisse in dem Rauenschen Steinbruche auf dem Kassenberge zu Mülheim-Broich sein. Dort ist stellenweise die ungleichmäßige, löcherige Oberfläche des Karbonsandsteines mit einer etwa 20 cm starken, fossilreichen, festen Kalksteinbank bedeckt, die vor allem die nesterartigen Vertiefungen des Karbonsandsteins ausfüllt. In dieser Bank, die nach meiner Ansicht oberstes Cenoman ist, befindet sich *Act. plenus*. Die eingeschlossene Fauna, unter der große Terebrateln vorherrschen, ist von der des einige Kilometer entfernten Aufschlusses in Mülheim-Mellinghofen sehr verschieden. Das schließt nicht aus, daß in einzelnen tiefer reichenden Klüften auch ältere Cenomanschichten angetroffen werden. So erkläre ich mir den äußerst interessanten Fund von Herrn E. KAHRS im Rauenschen Steinbruche, der typische Cenomanversteinerungen aufweist und sich durch seinen Reichtum an *Schloenbachia* sp. als zur Varianszone gehörig erweist. Das Material befindet sich im Essener Museum und erfährt zurzeit eine Bearbeitung von BOEHM, deren Ergebnis allgemeines Interesse beanspruchen dürfte. Dieser Fund spricht nicht gegen meine Behauptung, daß *Act. plenus* an dieser Stelle dem oberen Cenoman angehört. Die cenomane Kalksteinbank wird überlagert von weißem Labiatuspläner, der in seiner unteren Schicht ziem-

lich fossilreich ist, vor allem reich an Cidaritenstacheln. Teilweise scheinen diese Fossilien nicht gleichaltrig mit dem Mergel, sondern durch Aufbereitung älterer Schichten in denselben hineingelangt zu sein. So fand ich in diesem fossilreichen Mergel ein stark abgerolltes Exemplar von *Act. plenus*, was meine Ansicht über das Bett dieses Fossils noch bestärkt.

Auffällig ist das anscheinende Fehlen von *Act. plenus* in dem vorzüglichen Aufschlusse an der Zeche Sellerbeck in Mülheim-Mellinghofen, am sog. Papenbüschchen. Obgleich hier das Cenoman anscheinend vollständig bis zum Labiatuspläner entwickelt und gerade das unterste Cenoman durch eine sehr reichhaltige Fauna ausgezeichnet ist, habe ich dort bis heute noch kein Exemplar des *Act. plenus* gefunden, trotzdem ich gerade diesen Bruch seit 1911 regelmäßig abgehe.

Obige Ausführungen berechtigen mich zu der Behauptung, daß *Act. plenus* im unteren Ruhrgebiet nur dem oberen Cenoman und den Übergangsschichten zwischen Cenoman und Turon angehört.

Kürzlich hat Scupin[3]) in seiner Arbeit „Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna" bewiesen, daß „in der südostdeutschen Kreide die Ausscheidung einer Zone des *Act. plenus* an der oberen Cenomangrenze durchaus gerechtfertigt bleibt."

Im Cenoman des unteren Ruhrgebietes treten faunistisch Verschiedenheiten auf, die teilweise auf ziemlich benachbarte Fazieswechsel zurückzuführen sind, teilweise aber auch durch geologische Altersunterschiede bedingt sind. Ob sich Zonen nach einzelnen Leitfossilien streng kennzeichnen lassen oder nicht vielmehr nur durch das Vorherrschen einzelner Fossilien mit entsprechender Begleitfauna gekennzeichnet sind, möchte ich heute noch nicht entscheiden. Ich hoffe später durch eine eingehende faunistische Bearbeitung des Cenomans der Essener Umgegend, mit der ich schon seit längerem beschäftigt bin, Näheres hierüber angeben zu können. Vielleicht dürfte es sich für die hiesige Gegend empfehlen, weder auf Grund der petrographischen Beschaffenheit, noch auf Grund der Fauna eine Gliederung des Cenomans vorzunehmen, sondern nur von einem Unter-, Mittel- und Ober-Cenoman zu sprechen.

---

[3]) Paläontographica 1913, Supplement VI. S. 93.

5. Über tertiäre Quarzite der Umgebung von Essen.

Von Herrn W. LOESCHER.

Essen-Ruhr, den 12. Januar 1916.

Auf das Vorkommen tertiärer Quarzite bei Essen hat bereits BÄRTLING, durch mich darauf aufmerksam gemacht, hingewiesen[1]). Ich beobachtete diese Quarzite zum ersten Male in der Ziegelei von Götte am Mühlbachtal zu Essen-Frohnhausen im Sommer 1911. Die Quarzite erinnerten mich in jeder Beziehung an die Braunkohlenquarzite der Kasseler Umgegend. Die Quarzite zeigen durchweg eine plattige Ausbildung von 25—35 cm Dicke und haben vereinzelt einen Durchmesser von über 1 m. Der Umriß ist ganz unregelmäßig vieleckig. Die Oberfläche ist eigenartig löcherig, bisweilen durchsetzt ein solches Loch von mehreren Zentimetern Durchmesser den Stein in seiner ganzen Dicke. An den senkrechten Seitenwänden, vor allem auf frischen Bruchflächen, sind deutlich nach unten sich verjüngende Kanäle ehemaliger Wurzelfasern sichtbar, deren Zentralkanal meist hohl ist. Auf der Oberfläche finden sich nicht selten deutliche Abdrücke von stärkeren Baumästen. Diese Abdrücke haben in der Oberfläche hohle Rinnen hinterlassen; sie lassen gleichzeitig deutlich erkennen, daß die Verkieselung nur die äußere Rindenpartie der Äste durchdrungen hat. Blattabdrücke wurden bisher nicht beobachtet. Die Oberfläche und Seitenwände sind glatt poliert, die Unterseite dagegen ist rauher. Oberflächlich sind die Quarzite von Eisen stark braun, seltener rot gefärbt.

BÄRTLING weist an der erwähnten Stelle bereits darauf hin, daß eine größere Verbreitung derartiger Quarzite in hiesiger Gegend zu erwarten sei, und erwähnt noch ihr Vorkommen am Rhein-Herne-Kanal. Wie bei Essen liegen dort die Quarzite an der Grenze zwischen Diluvium und älteren Schichten, und zwar bei Essen unmittelbar auf dem Carbon, am Rhein-Herne-Kanal auf dem Senon. Durch mündliche Mitteilung erfuhr ich noch ein Vorkommen in einer Ziegelei in Essen-Bredeney. Ich selbst fand dann noch kürzlich einen solchen Quarzit im Ruhmbachtel bei Mülheim-Ruhr, etwa 1 km

[1]) Geologisches Wanderbuch für den Niederrh.-Westf. Industriebezirk, Stuttgart 1913, S. 256.

oberhalb der Walkmühle. Dieser Quarzit liegt hier im Bachbette selbst. Wenn es auch zweifelhaft erscheinen mag, daß er sich dort auf ursprünglicher Lagerstätte befindet, so dürfte er doch aus nächster Umgebung stammen. Das Rheintal aufwärts scheinen derartige Quarzite häufiger vorzukommen. Auch LASPEYRES[2]) erwähnt bereits das Auftreten derartiger Quarzite — der Knollensteine — in der Nachbarschaft des Siebengebirges, und zwar „bald vereinzelt, bald dicht aneinander gedrängt". Es scheint mir, daß in hiesiger Gegend das Vorkommen derartiger Quarzite auf das Randgebiet der Niederrheinischen Tertiärbucht beschränkt ist.

Mit BÄRTLING bin ich der Ansicht, daß die Quarzite sich, abgesehen von vielleicht ganz geringen Ortsverschiebungen durch Gehängedruck und Eisgletscher — die hiesigen Quarzite liegen noch im Vereisungsgebiet —, noch auf ursprünglicher Lagerstätte befinden. Dafür spricht einmal die gewaltige Größe vereinzelter Blöcke und andermal das dichtgedrängte Vorkommen in der Ziegelei Götte. Die Größe läßt einen Transport durch fließendes Wasser oder durch schwimmende Eisschollen von Süden her ausgeschlossen erscheinen. Die glatt polierte Oberfläche dürfte durch Windschliff feiner Sande zur Eiszeit zur erklären sein.

Die Bezeichnung „Braunkohlenquarzite", die auch BÄRTLING für diese Quarzite angibt, scheint mir nicht gut gewählt. Sie hat nur insofern eine Berechtigung, als die Quarzite zur Braunkohlenzeit, d. h. im Tertiär entstanden sind; doch hat die Bildung mit der Braunkohle selbst nichts zu tun. Die Entstehung dieser Quarzite ist vielmehr, wie auch die Entstehung der quarzigen, liegenden Tertiärschichten des Siebengebirges, mit den vulkanischen Eruptionen des Siebengebirges in unmittelbaren Zusammenhang zu bringen.

Aus dem Umstande, daß von den Pflanzen, welche den tertiären Boden bedeckten, in den Quarziten nur die äußeren Rindenpartien der Äste und Wurzeln verkieselten, während der zentrale Teil unversehrt blieb und durch seine nachträgliche Verwesung die löcherige Oberfläche erzeugt wurde, geht hervor, daß die Verkieselung des durchwurzelten, sandigen Bodens, d. h. die Bildung dieser Quarzite in sehr kurzer Zeit erfolgt

---

[2]) Das Siebengebirge, Verh. d. Naturhist. Ver f. Rhld. u. Westf. 1900, S. 152.

sein muß, wahrscheinlich innerhalb weniger Wochen oder Monate. Derartige Erklärungen sind nicht mehr neu. KLINGHARDT[3]) wies bereits darauf hin, daß die Ausbildung der Feuersteinkerne von Seeigeln der Kreideformation sehr schnell erfolgt sein muß. Er folgerte dies daraus, daß solche Feuersteinkerne zuweilen die genaue Ausbildung und Lage von Eingeweiden, also Weichteilen, die schnell der Verwesung anheimfallen, erkennen lassen.

Die ganz unregelmäßige Gestalt und die mehr oder weniger senkrechten Seitenwände der Quarzite scheinen in Verbindung mit dem dicht gedrängten Vorkommen dafür zu sprechen, daß der stark durchwurzelte Sandboden vor seiner Verkieselung ausgetrocknet und durch Trockenrisse zerklüftet worden war. Die vulkanischen Ausbrüche des Siebengebirges scheinen in dem Randgebiet der Niederrheinischen Bucht Überschwemmungen erzeugt zu haben, und an vereinzelten, allseits abgeschlossenen Mulden scheint das stark mit löslicher Kieselsäure angesättigte Wasser allmählich verdunstet und bei Erreichung des Sättigungspunktes dann die Kieselsäure in kürzester Zeit ausgeschieden zu sein.

---

6. Über die Hand und den Fuss von Dinotherium.

Von W. O. DIETRICH.

Berlin, den 17. Februar 1916.

Sucht man sich in den Sammlungen oder in der Literatur über das Skelett von *Dinotherium* zu unterrichten, so macht man bald die Erfahrung, daß die Kenntnis hierüber, im Gegensatz zum Gebiß, nicht allzu groß und nicht allzu genau ist. Auffallenderweise sind in den west- und mitteleuropäischen Fundstellen Knochen dieses Tieres überaus selten; ganze Skelette sind hier meines Wissens überhaupt nicht gefunden, während sie nach Osten hin häufiger zu werden scheinen. Am meisten Einzelknochen dürfte neben Eppelsheim die Lokalität Pikermi geliefert haben. Zusammenhängende Skeletteile sind von Franzensbad bei Eger bekannt; dieses *Dinotherium bavaricum* soll nach freundlicher Mitteilung des Herrn Prof. Dr. SCHAFFER in Wien neu aufgestellt und dabei osteologisch bearbeitet werden.

---

[3]) Über die innere Organisation u. Stammesgeschichte einiger irregulärer Seeigel d. ob. Kreide. Jena 1911.

bleibt daher in dieser Notiz unberücksichtigt. Mit einem anderen, anscheinend wenig vollständigen böhmischen Fund hat sich neuerdings KAFKA (1913) beschäftigt. Die Fundgeschichte dieser als *Dinotherium giganteum var. laevis* Jourd. bezeichneten Skeletteile von Abtsdorf bei Böhmisch-Trübau ist heute nach 65 Jahren nicht mehr aufzuhellen, aber wie sich aus den Abbildungen ergibt, hat KAFKA auch Hand- und Fußknochen von Mastodon mitbeschrieben (vergl. weiter unten). Der schönste neuere Fund dürfte das *Dinotherium giganteum*[1]) aus den pontischen Schichten beim Dorfe Manzati im nördlichen Rumänien sein, das STEFANESCU (1894, 96, 06) bekannt gemacht und aufgestellt hat. — Verhältnismäßig viele Hand- und Fußknochen hat Pikermi geliefert; zusammengenommen dürfte davon in den großen Museen ein reiches Material vorhanden sein. Aus Vorderindien und Innerafrika sind bisher erst sehr spärliche Knochenfunde bekannt geworden.

Die nachfolgenden kritischen Bemerkungen knüpfen sich an die im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Berlin befindlichen Knochen von Pikermi, welche DAMES i. J. 1882 gesammelt hat. Herrn Geheimrat BRANCA möchte ich für Überlassung der Stücke aufrichtig danken. Meine Bemerkungen beziehen sich auf den Carpus und den Tarsus, Metacarpus und Metatarsus, die Zahl der Zehen- und Fingerstrahlen und der Glieder, die Hand- und Fußhaltung und den Gang, schließlich auf die Körpergröße und die Lebensweise von *Dinotherium*.

Es ist bezeichnend für den Stand des Wissens, daß die Unterscheidung von *Dinotherium* und *Mastodon* im Extremitätenskelett bisher nicht geglückt ist, trotzdem sie praktisch große Bedeutung hat, da beide Proboscidier bekanntlich häufig zusammen vorkommen. Es rührt dies daher, daß die vergleichend osteologische Untersuchung von *Dinotherium*, *Mastodon* und *Elephas*, namentlich in bezug auf die Hand und den Fuß, bisher nicht durchgeführt ist.

---

[1]) Als *D. gigantissimum* beschrieben. Die Artberechtigung hat schon ATHANASIU (1908) bestritten, der in *D. gigantissimum* eine große Varietät von *D. giganteum* Kaup erblickt. In Wirklichkeit handelt es sich nur um ein etwas großwüchsiges junges Männchen von *D. giganteum*, das an der Schulter etwa 4.3 m hoch gewesen sein dürfte. Die Zähne von Manzati sind ein genaues, lediglich etwas vergrößertes Abbild der Eppelsheimer Form. Ein krenulierter Basalwulst, der nach STEFANESCU *D. gigantissimum* von *D. giganteum* unterscheiden soll, findet sich hier wie dort.

Von *Dinotherium* wird nur ganz im allgemeinen angegeben, daß sein Skelett besser mit dem von *Elephas* als dem von *Mastodon* übereinstimme. Die Extremitäten sollen schlanker und länger als bei *Mastodon* sein (insbesondere die Metacarpalien). Der Fuß soll funktionell 4- oder gar 3-zehig sein. Über die gegenseitigen Lagebeziehungen der Carpalknochen, die bekanntlich in der Frage nach den Umbildungen des Proboscidiercarpus eine so große Rolle spielen, hat sich zuletzt SCHLESINGER (1912) von einem mehr theoretischen Standpunkt aus geäußert (vergl. weiter unten). Was die Statur betrifft, so wird *Dinotherium* immer noch als der „König der Proboscidier" hingestellt; es soll eine Schulterhöhe von 5 und über 5 m erreichen, was sicherlich übertrieben ist. 4,5 m dürfte die Wachstumsgrenze bezeichnen, die Dinotherium an der Schulter erreichen konnte. Daß schließlich die zahlreichen Rekonstruktionen nachsichtig beurteilt sein wollen, ist wegen der mangelhaften genauen Grundlagen ohne weiteres begreiflich.

Vorderbein. Beginnen wir mit den riesigen Metacarpalien von Pikermi, so fällt zunächst ihre außerordentlich komprimierte Form auf. Darin unterscheiden sie sich ganz bedeutend von allen Elephantiden. Obwohl brettartige Verdrückung der Knochen in dem schweren roten Ton von Pikermi häufig ist, kann die Kompression in unserm Fall nicht ausschließlich von einer seitlichen Zusammendrückung herrühren, denn die drei vorliegenden, nicht zusammengehörigen Knochen, Mc_2, Mc_4 und Mc_5, zeigen ebenso wie die von GAUDRY (1864) t. 25 f. 3 abgebildeten Mc_2—Mc_4 dieselbe Schmalheit. Es wäre schwer verständlich, daß von 6 Metacarpalien alle gleichsinnig und keines in sagittaler Richtung verdrückt sein sollte, welch letzterer Fall bei anderen Bein- und Fußknochen beobachtet ist und für den die Wahrscheinlichkeit ebenso groß ist, wie für den anderen. — Die vertikalen Gelenkflächen unserer Metacarpalien liegen fast ganz lateral, greifen also nur ganz wenig auf die horizontalen Gelenkflächen herauf. Das proximale Gelenk im ganzen liegt nahezu rechtwinklig zur Diaphyse. — Die größte Länge von Mc_3 ist (nach GAUDRY, 1864) 28 cm gegen 25 cm des stärksten Elephas antiquus.

Die Hand des *Dinotherium* von Pikermi ist also schmal, die Fingerstrahlen sind nur sehr wenig gespreizt, und die Mittelhand steht sehr steil unter der Handwurzel.

Die Gelenkrollen der Metacarpalien für die Phalangen sind konkav. GAUDRY hat dies als einen wesentlichen Unter-

schied von *Mastodon*, bei dem die Rollen eher konvex sind, angesehen. Die verhältnismäßig starke Konkavität dürfte mit der Schmalheit der Metacarpalien zusammenhängen; sobald sie breiter sind, wie anscheinend die Knochen der Eppelsheimer Form und der mittelmiozänen Art von la Grive (Depéret, 1887 S. 207), verliert sich die Einsenkung. Mc_1 liegt weder mir vor, noch kannte es GAUDRY; aber die Ausbildung der Innenseite im Proximalteil des Mc_2 gestattet einen Schluß auf den ersten Finger. An Mc_2 fehlt die seitliche Facette für das Trapezium und die Einhöhlung unter der Oberkante zur Aufnahme dieses Knochens, woraus hervorgeht, daß das Trapezium nicht wie bei *Elephas* und *Mastodon* weit in den Metacarpus herabgreift, sondern höchstwahrscheinlich verkürzt, und der Daumen vermutlich reduziert ist.

Dinotherium von Pikermi ist also vorn wohl funktionell, nicht aber numerisch als vierzehig anzusprechen.

Die Phalangenformel ist unbekannt. Das Vorhandensein ungemein kräftiger metacarpaler Sesambeine läßt jedoch vermuten, daß die Fingerglieder in gleichem Maße verkümmert sind wie bei *Elephas*.

Mit den Metacarpalien von Pikermi stimmen nun die des „Abtsdorfer *Dinotherium*“ gar nicht überein (KAFKA (1913) Fig. 12 und 13). Mc_1, Mc_3 und Mc_4 dieses Fundes weichen durch ihre auffallend schräg zur Schaftachse liegenden proximalen Gelenke, die ausgeschweiften Konturen der Schäfte und die anscheinend konvexen Phalangenrollen beträchtlich von den Knochen aus Pikermi ab, die Metatarsalien[2]) außerdem durch ihre sehr plumpe und gedrungene Form. Sie alle sind in diesen Merkmalen mastodonartig und ich möchte sie solange für *Mastodon* und nicht für *Dinotherium* in Anspruch nehmen als nicht erwiesen ist, daß sie zweifellos zu dem Abtsdorfer *Dinotherium*-Unterkiefer gehören. Daß Zweifel berechtigt sind, dürfte auch daraus hervorgehen, daß der ganze Fund im Laufe mehrerer Jahre an verschiedenen Stellen im Abtsdorfer Tegel zusammengekommen ist, daß die meisten Beinknochen in der Größe nicht zu dem Unterkiefer passen, und daß sie mindestens von zwei Individuen herrühren. — Die Zeichnung, die STEFANESCU

---

[2]) Das linke $Metatarsale_4$ ist von KAFKA (Fig. 12) an der Hand fälschlich als rechtes $Metacarpale_4$ angebracht und das rechte Mt_4 als linkes Mc_4!

(1906) von der Hand des Skeletts von Manzati gegeben hat, ist leider so schlecht, daß sich daraus nur entnehmen läßt, daß die Mittelhandknochen dicker sind als die von Pikermi. Die Länge des Mc_3, an dem die Epiphysenfuge noch offen ist, beträgt schätzungsweise 23—24 cm. Das Trapezium ist auffallend lang gezeichnet, viel länger als das Mc_1 und der Daumen besteht aus zwei Gliedern. Die Phalangenzahl wäre nach STEFANESCUS Ergänzungen 23333. Am carpo-metacarpalen Gelenk fällt die ungewöhnlich stark alternierende Stellung des Mc_2 und des Mc_3 auf; Mc_3 gelenkt fast hälftig an C_3 und C_{4+5}, die Einkeilung in den Carpus ist also ungemein breit, wohl nur deshalb, weil die Zeichnung eben ungenau und roh ist. — Vom Mont Léberon hat GAUDRY (1873) die obere Hälfte eines Mc_4 abgebildet, die in dem fast senkrecht zur Axe liegenden Gelenk den Knochen von Pikermi entspricht.

Die Untersuchung weiterer Metacarpalien von *Dinotherium* ist sehr geboten. Noch mehr gilt dies von den Carpalknochen, die im einzelnen so gut wie nicht untersucht sind. Es ist klar, daß über ihre gegenseitigen Lagebeziehungen, über den Carpus im ganzen und seine Unterschiede von *Mastodon* und *Elephas* erst dann ein richtiges Urteil zu gewinnen ist, wenn die zu einer Wurzel gehörigen Knochen mehrfach näher bekannt sein werden. Bisher ist es unmöglich, einzelne Handwurzelknochen von kleineren Dimensionen, wie sie z. B. gerade in Pikermi neben riesenwüchsigen vorkommen, mit Sicherheit von *Mastodon* zu scheiden, und das gleiche gilt von den Abtsdorfer Carpalien. Bei den vermutlich geringen Verschiedenheiten von den Elefantiden, sind die KAFKA'schen Abbildungen dieser Knochen ungenügend. In beiden Reihen scheinen dort die Carpalien hoch zu sein, das C_3 dürfte an der Vorderaußenkante höher als an der Vorderinnenkante, und außerdem höher als breit sein, ein Verhalten, wie es Paläomastodon zeigt. Der genannte Autor hat die Knochen derart zu einem Ganzen zusammengefügt, daß die Handwurzel in der Vorderansicht außen serial, innen stark aserial ist. An dem Vorderbein von Manzati sind beide Reihen außerordentlich hoch gezeichnet, außen wäre dort der Carpus serial, innen läßt sich nichts entscheiden, da Radiale und Intermedium als ein Stück ohne Fuge gezeichnet sind! — Unter Berücksichtigung des *Dinotherium bavaricum* von Franzensbad hat sich SCHLESINGER (1912) über den Carpus von *Dinotherium* geäußert. Er zweifelt

die seriale Lagerung von Ulnare und Carpale $_{4+5}$ in der Kittlschen Montierung an, fährt dann aber fort:

„Übrigens wäre die seriale Lagerung der genannten Knochen nichts Außerordentliches, da wir in Dinotherium einen ganz seitab stehenden, in mancher Hinsicht primitiven, in mancher hochspezialisierten Proboscidiertyp vor uns haben."

Zum Verständnis dieses Satzes ist es nötig, SCHLESINGERS Theorie (1912, S. 126, 178) kurz anzuführen. Nach ihr schreitet nämlich die Entwicklung des Proboscidiercarpus von einem ursprünglich aserialen Stadium (mit vom Magnum abgerückten Radiale und Ulnare) durch ein seriales Zwischenstadium zu einem wieder aserialen fort, infolge eines Aneinanderrückens der proximalen Carpalknochen gegen die Mitte, bis alle am Magnum eine Stütze gefunden haben. Wie ich an anderer Stelle zu zeigen versuchte[3]), kommt aber der Frage nach der Serialität oder Aserialität gar nicht die Bedeutung zu, die ihr bisher stets beigemessen worden ist, da der Carpus aller Proboscidier, also auch der von *Dinotherium*, aserial ist. Das Schema des Wiener Forschers läßt sich zwar wohl im allgemeinen aus der Gattungsreihe *Paläomastodon—Mastodon—Elephas* gewinnen, aber der zugrunde liegende Gang der Umwandlung des Carpus läßt sich in den Stammreihen nicht aufzeigen und die Theorie SCHLESINGERS hat so wenig wie die älteren Überschiebungstheorien innere Gründe für sich, weil erstens auch die Gipfelformen aller Proboscidierstammreihen 5-zehig sind, weil ferner die seitlichen Metacarpalien ihre Stellung unter dem Carpus nicht geändert haben, und weil schließlich auch das Verhältnis der Beteiligung von Ulna und Radius am Handwurzelgelenk von den ältesten bis zu den jüngsten Formen sich nicht wesentlich geändert hat. Die verschiedenen „Constellationen des Proboscidiercarpus" beruhen nicht auf Überschiebungen, sondern lassen sich aus dem gegenseitigen Verhältnis von Intermedium und Magnum erklären. Die seriale oder aseriale Lagerung der Carpalknochen erscheint mir bei den Umwandlungen, die der Carpus im Lauf der Stammesgeschichte erfahren hat, von untergeordneter Bedeutung gegenüber der Frage nach den Veränderungen der einzelnen Carpalien. Darauf einzugehen ist hier nicht der Platz, ich möchte nur auf meine, allerdings noch unvollkommenen Feststellungen verweisen[4]). — Für *Dinotherium* vermute ich, so-

---

[3]) In: *Elephas antiquus Recki* n. f. etc. S. 45—51, 62.
[4]) In *Elephas antiquus Recki* n. f. etc. S. 45—51, 62.

lange über die einzelnen Carpalien so wenig bekannt ist, daß beide Reihen hoch und Intermedium und Magnum an der Horizontalfuge vorn ungefähr gleich breit sind, ersteres, weil die Mittelhand schmal ist und steil steht, also hoch ist, letzteres, weil der erste und der zweite Finger vergleichsweise schwach sind. Aus den Verhältnissen bei *Mastodon*, *Stegodon* und *Elephas* lassen sich auf den Carpus von *Dinotherium* nicht mehr als allgemeine Schlüsse ziehen, und seine Untersuchung ist daher ein dringendes Desiderat. Zusammenfassung: Die Hand des *Dinotherium giganteum* von Pikermi ist schmal und lang, 5-fingerig mit reduziertem Daumen, die Haltung steil. Gegen die anderen Proboscidier besitzt dieses *Dinotherium* eine stärker spezialisierte unguligrade Laufhand mit Gangschwiele insofern, als sie höher über dem Boden erhoben ist. Bezeichnet man *Mastodon* als brachypod, *Elephas* als mesatipod, dann ist *Dinotherium* dolichopod. — Dieses Ergebnis bedarf noch der Bestätigung durch Knochen anderer Fundorte.

Erwähnt sei noch, daß auch der Unterarm höher spezialisiert ist als bei den Elefantiden, insofern als am proximalen Gelenk nach GAUDRY und DEPÉRET der Ausschnitt für den Radiuskopf fast in der Mitte der Ulna liegt. Eine solche Verlagerung des Radiusgelenks (von außen nach innen) vor die Ulna bedeutet einen fortschrittlichen Zustand, denn ursprünglich liegt der Radiuskopf vorn und außen. (Vergl. DIETRICH S. 40).

Hinterbein. GAUDRY (1864) hat von Pikermi eine Tibia mit ungeheuer verbreiterten Gelenken beschrieben und er hat diese Verbreiterung als charakteristisches Merkmal für das Hinterbein von *Dinotherium* hingestellt. Sie rührt jedoch nur von einer brettartigen Zusammenquetschung her, infolge der Einbettung in den schweren roten Ton. Derartige gequetschte Knochen sind in Pikermi nicht selten, so liegt hier z. B. ein plattig zusammengedrückter Talus von *Dinotherium* vor. Offenbar sind auch die von HENSEL (1862) erwähnten Handwurzelknochen (Intermedium, Trapezoideum und Unciforme) derart zerdrückt, denn er gibt an, daß ihre Querdurchmesser ungemein groß seien, und kommt deswegen wie GAUDRY zu dem falschen Schluß, daß die Extremitäten von *Dinotherium* im Vergleich zu *Elephas* ungewöhnlich breit gewesen seien. Davon kann keine Rede sein, denn wenn die Hand schon eher schmal als breit zu nennen ist, dann muß der Fuß erst recht schmal sein. Der Sohlenquerschnitt dürfte am *Dinotherium*-bein genau so gewesen sein, wie bei allen Proboscidiern, an der Hand rund, am Fuß längsoval. Das wird, nebenbei

bemerkt, bei Rekonstruktionen fossiler Proboscidier, viel zu wenig beachtet.

Der unverdrückte Talus zeichnet sich durch niedrige Form und seine flache tibiale Gelenkrolle aus. Der Normalenwinkel, d. h. der Winkel, den das Mittel-Lot auf dieser Rolle mit dem Lot auf der Facette für das Naviculare einschließt, ist sehr groß (160—163° gegen 130—145° bei *Elephas* und *Mastodon*, vergl. DIETRICH, S. 68). Daraus folgt, daß der Fuß unter dem Unterschenkel sehr steil steht, steiler als bei allen übrigen Proboscidiern. Das Sprungbein liegt ferner an der Tibia fest, da die Gelenkflächen an beiden Knochen gleich groß sind; der Fuß ist also am Bein unbeweglich, der Gang rektigrad im Sinn GAUDRYS. — Das Naviculare scheint flach und niedrig, die Verteilung der Facetten für die Tarsalia T_1—$_5$ ist ganz ähnlich wie bei *Elephas*; ein fünfzehiger Fuß, dessen Metatarsalien und Phalangen ich allerdings nicht kenne, ist daraus mit Sicherheit ableitbar, und die Annahme einer Vier- oder gar Dreizehigkeit ist irrig. STEFANESCU hatte bekanntlich 1894 und 1896 dem *D. giganteum* von Manzati nur drei funktionierende Zehen und eine reduzierte vierte zugestanden, aber nachdem er 1906 die Hand mit fünf Fingern wie bei *Elephas* montiert, und dem Daumen sogar zwei Phalangen gegeben hat, dürfte er wohl die Unrichtigkeit seiner früheren Feststellungen der Zehenzahl des Fußes erkannt haben. Leider hat er damals auf dem internationalen Geologenkongreß in Mexiko nur das Vorderbein gezeigt. Von Abtsdorf sind einige gedrungene Metatarsalien bekannt, die wegen ihrer plumpen Form stark an *Mastodon* erinnern; die Zahl der Strahlen wurde zu drei vermutet (KAFKA, 1913, S. 22). Der Mittelfuß bedarf also noch der Aufklärung; die steile Haltung des Fußes bedingt die Annahme von verlängerten, eher schlanken als plumpen Metatarsalien.

Aus dem übereinstimmenden Verhalten von Hand und Fuß ergibt sich für *Dinotherium giganteum* von Pikermi folgender Befund: Diese unterpliozäne Form besitzt eine hohe und schlanke Laufhand und einen ebensolchen Lauffuß. Beide sind fünfstrahlig, der erste Strahl ist reduziert und außerdem, wie vielleicht auch der zweite, gegen den mittleren und die äußeren Strahlen abgeschwächt. *Dinotherium giganteum* verhält sich demnach nicht anders als die Elefantiden. Vor deren höchststehenden Vertretern zeichnet es sich jedoch aus durch stärkere Aufrichtung der

Hand und des Fußes über dem Boden, und damit verbundene Dolichopodie. In dieser Hinsicht hat es von allen Proboscidiern die am meisten spezialisierten Beine. Sie stellen eine Anpassung an das Laufen auf hartem Boden dar und befähigten das Tier, sowohl in der Horizontalen als auch der Vertikalen große Wegstrecken zu überwinden. — Gänzlich unbekannt ist zurzeit noch die Kinetogenese von Hand und Fuß, da von den älteren und ältesten Dinotherien viel zu wenig Skelettreste gefunden sind. Da die Gattung während ihrer langen Dauer vom Burdigalian bis zum Pontian in den Zähnen eine bedeutende und ununterbrochene Größenzunahme zeigt, so darf man für das Gliedmaßenskelett Veränderungen erwarten; denn der Vermehrung der Körpermasse muß das Skelett durch entsprechende Umgestaltungen seiner Teile (nicht bloße Vergrößerung) begegnet sein. Während das Gebiß und damit der Gesichtsschädel keine Umprägung erleiden, sondern vollständigen Stillstand zeigen, haben die Gliedmaßen Veränderungen im Sinn der oben genannten Spezialisation erlitten. Dies bedeutet: Der Dinotherienstamm hat zeitlebens bei der gleichen weichen Pflanzenkost verharrt[5]), sich aber zu ihrer Beschaffung, den veränderten Verhältnissen (Einengung des Wassers, Ausdehnung trockener Landgebiete, weiter Grasländer) Rechnung tragend, gleichsam schnellere Beine zugelegt. Diese nur teilweise Anpassung (das Haupt bleibt „primitiv", die Gliedmaßen sind fortschrittlich) ist vielleicht mit ein Grund des Aussterbens der Gattung.

---

[5]) Daß *Dinotherium* von weichem Futter (Knollen, Kräuter, Laub) sich nährte, ergibt sich aus folgenden Tatsachen: 1. Es ist isognath. 2. Das Kaugeschäft erzeugt an den Querjochen der brachyodonten, cementlosen Molaren Abschliffflächen, die an den Gehängen der Joche liegen. 3. Der Gelenkkopf des Unterkiefers ist in die Quere gezogen, breiter als lang und 4. die fossa glenoidalis ist eine seichte, quer und nicht längs verlaufende Rinne. Daraus folgt, daß die Kieferbewegung eine vorwiegend vertikale, das Kaugeschäft ein Zerquetschen der Nahrung ist und somit die Nahrung weich und saftig gewesen sein muß. Nach Abel (Paläobiologie, S. 558) haben dagegen die Dinotheriiden harte Pflanzennahrung zu sich genommen, die Kieferbewegung ist nach ihm palinal wie bei den Nagern, die Nahrung wird durch Reiben aufbereitet; deswegen sind die Dinotheriiden lophodont (und nicht bunolophodont wie gewisse *Mastodonten*) geworden. Wie ich sehe, ist Schlesinger S. 141 von den zygodonten *Mastodonten* aus für *Dinotherium* zur gleichen Feststellung gelangt wie ich und auch alle übrigen Forscher (C. W. Andrews, R. S. Lull u. a.) nehmen eine sukkulente Kost an.

Literatur.

ANDREWS, C. W.: On a new species of Dinotherium (D. HOBLEYI) from British East Africa. Pr. Zool. Soc. 4. London 1911. S. 943 (Unterkiefer und Calcaneus).

ATHANASIU, S.: Contributioni la studiul faunei tertiare de Mamifere din Romania. Ann. Instit. Geol. Roman. Bukarest **1** S. 129. 1908. **2** S. 379. 1909.

DEPÉRET, CH.: Recherches sur la Succession des Faunes de vertébrés miocènes dans la Vallée du Rhône. Arch. Mus. Lyon. 4 1887. (S. 206—208.)

DIETRICH, W. O.: *Elephas antiquus Recki* n. f. aus dem Diluvium Deutsch-Ostafrikas. Nebst Bemerkungen über die stammesgeschichtlichen Veränderungen des Extremitätenskeletts der Proboscidier. Archiv. f. Biontologie, herausgeg. von der Ges. Naturf. Freunde zu Berlin. (Im Erscheinen.)

FUCHS, TH.: Geologische Studien in den jüngeren Tertiärbildungen Rumäniens. Neues Jahrb. für Min. etc. 1894 **1** S. 133.

GAUDRY, A.: Animaux fossiles et Géologie de l'Attique. Paris 1864. S. 170.

— Fossiles de Patagonie. Les attitudes de quelques animaux. Ann. de Paléont. **1** 1906. S. 1—42.

— Animaux fossiles du Mont Lébéron. 1873.

HENSEL: Über die Reste einiger Säugetierarten von Pikermi in der Münchener Sammlung. Mon.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1862. S. 564 (vorgetragen von BEYRICH).

KAFKA, J.: Rezente und fossile Huftiere Böhmens. **1.** Abt. Proboscidea. Perissodactyla. Arch. Naturw. Landesdurchforsch. von Böhmen. **14** Nr. 5, Prag 1913, S. 21 ff.

ROTH und WAGNER: Die fossilen Knochenüberreste von Pikermi in Griechenland. Abh. Bayr. Ak. Wiss. 2. Kl. 7. 2. München 1854. S. 67.

SCHLESINGER, G.: Studien über die Stammesgeschichte der Proboscidier. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. **62**, 1912. S. 97.

STEFANESCU, G.: *Dinotherium gigantissimum*. Ann. Mus. géol. & pal. Bukarest 1894 (Enthält: **1.** Geschichtliches. **2.** Beschreibung des Beckens und zweier Molaren des rumänischen Dinotheriumfundes). Mit 5 Taf.

— *Dinotherium gigantissimum* von Manzati. Ibid. 1896. S. 110 bis 145.

— Quelques mots sur le *Dinotherium gigantissimum*, C. R. 10. Sess. Congr. géol. internat. Mexique 1906. I. Bd. S. 427 bis 430. Mit 4 Tafeln.

Neueingänge der Bibliothek.

Blanckenhorn, M.: Organische Reste im Mittleren Buntsandstein Hessens. S. A. a. Sitzungsberichte der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg. 2. 1916.

— Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen, besonders auf den Blättern Gudensberg und Ziegenhain. S. A. a. Sitzungsberichte der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg. 2, 1916.

Branca, W. Allgemeines über die Tendaguru-Expedition. S. A. aus: Archiv für Biontologie III, H. 1, 1914. Berlin 1914.

— Schutz den geologischen Naturdenkmälern. Naturdenkmäler, Vorträge und Aufsätze. Gebr. Borntraeger. Berlin 1915.

— Bericht über die mir zugegangenen Urteile der Fachgenossen, betreffend die in „Ziele vulkangeologischer Forschung“ von mir gemachten Vorschläge. Einzelausgabe aus den Abhandlungen der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften, Phys. math. Klasse Nr. 2, 1914. Berlin 1914.

— Einige Betrachtungen über die älteren Säuger der Trias- und Liaszeit. Wie vor Nr. 5, 1915. Berlin 1915.

— Die vier Entwicklungsstadien des Vulkanismus und die Frage seiner internationalen Erforschung. Öffentlicher Vortrag am Friedrichstage. S.-A. aus: Sitzungsberichte der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften, VI, 1915. Berlin 1915.

— Berichtigungen zu O. Jaekels Aufsatz über die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 67, Monatsber. 4, 1915. Berlin 1915.

Conventz, H. Über die Notwendigkeit der Schaffung von Moorschutzgebieten. S.-A. aus: Beiträge zur Naturdenkmalpflege V, H. 2, 1916. Berlin 1916.

Dannenberg, A. Geologie des Steinkohlenlagers. I. Band, 3. Teil (Schluß des I. Bandes). Gebr. Borntraeger. Berlin 1915.

Hennig, E. Die Glazialerscheinungen im Äquatorial- und Südafrika. S.-A. aus: Geologische Rundschau VI, 3, 1915. Leipzig 1915.

— Bemerkung zu den Ausführungen des Herrn Zimmermann I über eine exakte Angabe der Farbe eines Gesteins an der Hand einer internationalen Farbenskala. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 67, Monatsbericht 5, 1915. Berlin 1915.

HENNIG. E. Über dorsale Wirbelsäulenkrümmung fossiler Vertabraten. S.-A. aus Zentralbl. f. Min. etc. 19, 1915. Stuttgart 1915.

— Eine neue Platte mit *Semionotus capensis*. S.-A. aus: Sitzungsbericht der Gesellschaft naturforschender Freunde 2, 1915. Berlin 1915.

— *Kentrosaurus aethiopicus* der Stegosauride der Tendaguru. S.-A. aus: Wie vor 6, 1915. Berlin 1915.

— Nachruf: HANS von STAFF. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min. etc. 24, 1915. Stuttgart 1915.

HAACK. W. Über eine marine Permfauna aus Nordmexiko nebst Bemerkungen über Devon daselbst. S.-A. aus: Diese Zeitschrift, Abhandl. H. 4, 1914. Berlin 1914.

HAEBERLE. D. Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. S.-A. aus: Geologische Rundschau IV, 4/6. Leipzig 1915.

JENTZSCH. A., u. SCHILD. F.: Über einige Seen im nordwestlichen Posen. S. A. a. Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt N. F. 64. Berlin 1915.

— Der Gang der Erwärmung eines ostpreußischen Sees. S. A. aus: Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt N. F. 64. Berlin 1915.

JONGMANNS. W. J.: Flora of the Carboniferous of the Nederlands and Adjacent Regions. Mededeelingen van de Rijksopsporing van Delfstoffen Nr. 7. Gravenhage 1915.

VON KOMOROWICZ. M.: Vulkanoseismische Studien im Norden Australiens. S. A. aus: Zeitschrift für Vulkanologie, II, Neapel. Dietrich Reimer (Ernst Voßer) Berlin.

V. LOCZY. L.: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. In Kommission von ED. HÖLZEL. Wien 1916.

NIEDZWIEDZKI. J. Über die Art des Vorkommens und die Beschaffenheit des Wassers im Untergrunde, in Quellen, Flüssen und Seen. In Kommission bei Lehmann & Wentzel, G. m. b. H. Wien 1915.

RIMANN. E. Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien. S.-A. aus: Tschermaks mineralogischen und petragraphischen Mitteilungen, 33, III, 1915. Wien 1915.

— Zur Geologie der Diamanten führenden Gebiete Brasiliens. S. A. aus: Zeitschrift für praktische Geologie, H. 10 u. 11, 1915. Berlin 1915.

RZEHAK. A. Geologische Ergebnisse einiger in Mähren ausgeführter Brunnenbohrungen. S.-A. aus: Verhandlungen des Naturforschenden Vereins in Brünn. 54. Brünn 1915.

VON STAFF, H. Die Geomorphogenie und Tektonik des Gebiets der Lausitzer Überschiebung. Geologische und paläontologische Abhandlungen N. F. 13, H. 2, 1914. Jena 1914.

— Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. S.-A. aus: Archiv für Biontologie, Bd. III, H. 3, 1914. Berlin 1914.

TRAUTH, FR.: Vorläufige Mitteilung über den geologischen Bau der Südseite der Salzburger Kalkalpen. S. A. aus: Akademischer Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1916.

WERTH, E. Das deutschostafrikanische Küstenland und die vorgelagerten Inseln. S.-A. aus dem preisgekrönten Werke von EMIL WERTH.

WOLFF, W. Das Diluvium der Gegend von Hamburg. S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1915, 36, II, 2. Berlin 1915.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4—6. 1916.

Protokoll der Sitzung vom 5. April 1916.
Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und legt die als Geschenke eingegangenen Druckschriften vor.

Herr RAUFF spricht über **Die Stratigraphie des oberen Mitteldevons in der Gerolsteiner Mulde.***)

Zur Diskussion sprechen die Herren FUCHS, FLIEGEL, P. G. KRAUSE und der Vortragende.

Herr **ALEXANDER FUCHS** spricht sodann **Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus.**

(Mit 1 Textfigur.)

Die Porphyroidtuffe der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein und im östlichen Taunus sind in den drei letzten Jahrzehnten wiederholt Gegenstand der wissenschaftlichen Erörterung gewesen. Seit E. KAYSER im Jahre 1892 die Frage nach ihrer stratigraphischen Stellung insbesondere für die Gegend von Singhofen angeschnitten hat[1]), ist von verschiedenen Seiten ein so reiches Beobachtungsmaterial zusammengebracht worden, daß sich, wenigstens am Mittelrhein und im unteren Lahngebiet, mit Sicherheit ein befriedigendes Endergebnis erwarten läßt. Erhebliche Be-

---

*) Der Bericht wird in den Abhandlungen erscheinen.
[1]) Erläuterungen zu Blatt Rettert der Preuß. geol. Landesaufnahme, 1892, S. 8 u. f.

deutung gewinnt in dieser Hinsicht die Tatsache, daß neuerdings auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, nämlich in der Umgebung von Weipoltshausen im hessischen Hinterland, die Singhofener Fauna in ihrer bezeichnendsten Vergesellschaftung wiedergefunden[2]) und damit auch die Bewertung des Singhofener Horizontes als einer stratigraphisch selbständigen Zone der Unterkoblenzstufe des mittelrheinischen Faziesgebietes durch eine neue Stütze gesichert wurde. In einer „Geologischen Übersichtskarte der Loreleigegend"[3]) habe ich nun versucht, die gegenwärtig bekannte Verbreitung der Unterkoblenzporphyroidtuffe über Tage und ihre Beziehungen zum Hangenden und Liegenden, soweit dies auf einer Karte möglich ist, für ein engeres Gebiet zur Darstellung zu bringen; die eingehendere textliche Erläuterung bleibt noch dem zweiten Teil meiner Abhandlung über den Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein[4]) vorbehalten, so daß ich mir hier ein ausführlicheres Eingehen auf diesen Gegenstand wohl versagen darf. Nur ein Punkt sei mit Rücksicht auf seine Wichtigkeit für die folgenden Erörterungen herausgegriffen: die Bedeutung der Plattensandsteine mit den Cypricardellenbänken und *Prosocoelus Beushauseni* als eines an der Basis der Unterkoblenzschichten gelegenen, ebenfalls weithin verfolgbaren Leithorizontes zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus.

Reiche paläontologische Funde, die sich mit Sicherheit dieser Zone zurechnen ließen, wurden im östlichen Taunus vor anderthalb Jahrzehnten von Herrn A. VON REINACH in Frankfurt am Main am Landstein im Weiltale in dem Steinbruch im rechten Gehänge, rechts von der Mündung des Merzhausener Tales, gemacht und mir im Winter 1901/02

---

[2]) F. HERRMANN: Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* SDBG. bei Weipoltshausen. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. **63**, 1911, Monatsbericht Nr. 3.

Derselbe: Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. des Nassau. Ver. für Naturkunde. Jahrgang 64, 1911, S. 4—5.

[3]) Veröffentlicht durch die Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. 1915.

[4]) A. FUCHS: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. Teil. Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend. Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. neue Folge, Heft 79, 1915.

zur Bestimmung vorgelegt. Hierbei konnte das häufige Auftreten des *Prosocoelus Beushauseni* und der bezeichnendsten Cypricardellen der Unterkoblenzschichten neben zahlreichen anderen Lamellibranchiern festgestellt werden. Als ich dann später auf Wunsch des genannten Herrn im Dienste der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt das jüngere Unterdevon auf dem Blatte Feldberg (Oberreifenberg) einer Neuaufnahme unterzog, bot sich mir die willkommene Gelegenheit, auch den Fundort am Landstein eingehend zu untersuchen[5]). Die Ausbeute an Lamellibranchiern und Brachiopoden wurde noch erheblich vermehrt. Ferner wurde in dem Steinbruch im linken Gehänge des Weiltals westlich vom Landstein, also im sw. Fortstreichen der alten Fundstelle, auch die bisher nur in der Loreleigegend im gleichen Horizonte nachgewiesene Pilabank entdeckt und im linken Gehänge des Niedgesbaches 300 m weit aufwärts verfolgt[6]). Die Ähnlichkeit zwischen diesem und dem mittelrheinischen Vorkommen erwies sich als so groß, daß eine Unterscheidung des bezeichnenden Gesteins im Handstücke kaum möglich war; insbesondere fand sich der vom Mittelrhein bekannte, oft auffallend hohe Glimmergehalt und die tiefe Braunfärbung auch im Weiltal wieder. Ebenso liegen die Verhältnisse bei den anderen fossilführenden Schichten: ihre weiche, feinsandige Beschaffenheit, ihre Absonderung in ziemlich dicken Bänken und die Neigung zu einer lebhaften Braun- und zarten Gelbfärbung ist hier wie dort dieselbe. Dazu kommt noch, daß sie am Landstein wie in der Loreleigegend in einer wenig mächtigen Schichtenfolge liegen, welche durch das außerordentliche Vorherrschen plattiger, vielfach zu dicken Massen geschlossener Grauwackensandsteine ausgezeichnet ist. Die eingelagerten Schiefer sind rauh und sandig. Alle Vorbedingungen für eine sichere Parallelisierung der räumlich immer noch weit getrennten Vorkommen sind somit gegeben, und diese Tatsache muß nun für die Frage nach der strati-

---

[5]) A. Fuchs: Aufnahmen im höheren Unterdevon des Blattes Feldberg (Oberreifenberg). Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie für 1904. XXV, S. 590 u. f.

[6]) A. Fuchs: Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus. Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1912, XXXIII. I. S. 477.

graphischen Stellung der Unterkoblenzporphyroidtuffe[7]) des östlichen Taunus eine ausschlaggebende Rolle spielen.

Die Plattensandsteine vom Landstein streichen, zweimal stärker querverworfen, über das linke Gehänge des Niedgesbaches in sw. Richtung bis nach Finsterntal und endigen 800 m westlich von diesem Dorfe im linken Abhang des nach Mauloff hinaufziehenden Seitentälchens an einer Querverwerfung. Im weiteren sw. Verlauf treten sie im rechten Gehänge des Reichenbaches unterhalb der Tenne wieder auf eine kurze Strecke zutage und schneiden dann an den Quarzgängen[8]) der bedeutendsten Querverwerfung des Blattes Oberreifenberg (Feldberg) ab. Westlich von dieser sind sie zum letzten Male nördlich von Steinfischbach beobachtet und von C. Koch als Taunusquarzit gedeutet worden[9]). Es gelang mir jedoch auch hier, zahlreiche Unterkoblenzfossilien, darunter wieder die bezeichnenden Cypricardellen, in ihnen nachzuweisen; die quarzitische Beschaffenheit des Gesteins ist an dieser Stelle also zweifellos auf eine nachträgliche Verkieselung an dem mächtigen Quarzgang der Mark bzw. des Häusersteins zurückzuführen.

Zu der Zone der Plattensandsteine an der Basis der Unterkoblenzschichten sind auf dem Blatte Oberreifenberg und dem nördlich anstoßenden Blatte Grävenwiesbach[10]) einige weitere Vorkommen zu rechnen, die zwischen dem Südfuße des Bornbergs bei Neuweilnau, Riedelbach und den Quarzfelsen des Jungwaldes im rechten Gehänge des Dombachtals auftreten. Neben der petrographischen Beschaffenheit spricht für diese Annahme auch der Fossilinhalt, der teilweise von F. Maurer beschrieben wurde. Wichtig ist vor allem auch das nicht seltene Erscheinen des *Prosocoelus*

---

[7]) Wegen der petrographischen Natur dieser Gesteine vergleiche: H. Bücking: Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. Ber. der Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. Main, 1903, S. 155 u. f.

[8]) Diese und einige ähnliche Vorkommen im östlichen Taunus werden neuerdings nach dem Vorgange von H. Schneiderhöhn (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1912, II.) als verkieselte Barytgänge gedeutet.

[9]) Vergleiche Blatt Feldberg der Preuß. geol. Landesaufnahme, 1886. — Das Blatt hat bei der topographischen Neuaufnahme den Namen Oberreifenberg erhalten. Bei Angabe von Ortsbezeichnungen wird die Neuaufnahme berücksichtigt.

[10]) Topographische Neuaufnahme. Die alte Bezeichnung lautete Blatt Gemünden.

Beushauseni an dem Fundort im linken Gehänge des Riedelbaches am Südfuße des Bornberges.

Porphyroidtuffe sind auf dem Blatte Feldberg (Oberreifenberg) schon seit langem bekannt. Zwar verzeichnet die Aufnahme von C. Koch nur je ein Vorkommen unweit Mauloff auf der Höhe gegen Reichenbach und an der Straße nach Riedelbach, doch bemerkt E. Kayser in den Erläuterungen S. 15—16, daß auch noch andere vorhanden sind. Zwei derselben, darunter das ersterwähnte, stellt er ohne Bedenken in die Unterkoblenzschichten, während er für ein drittes eine Einlagerung in den Hunsrückschiefern anzunehmen geneigt ist. Die geologische Neuaufnahme hat nun den Nachweis erbracht, daß in der Tat eine ganz ungewöhnlich große Zahl von Porphyroidtuffen in den schiefrigen und sandigen Gesteinen des jüngeren Unterdevons eingelagert ist und daß sie allermeist durch einen großen Reichtum an Fossilien ausgezeichnet sind. Aber nicht nur sie allein, sondern auch die begleitenden Schiefer, Grauwackenschiefer und Grauwackensandsteine enthalten Reste mariner Tiere an so zahlreichen Orten, daß von einer eigentlichen Versteinerungsarmut nirgends auf größere Strecken die Rede sein kann. Selbst in den reineren, dachschieferartigen Tonschiefern fehlen sie nicht, sind hier aber in größerer Häufigkeit und guter Erhaltung zumeist in den Geoden (Kieselgallen) eingeschlossen, die im jüngeren rheinischen Unterdevon bis in die Oberkoblenzschichten überall da auftreten, wo reinere Tonschiefer das Übergewicht erlangen. Eine reiche Fundstelle entdeckte A. von Reinach bei Oberreifenberg, nicht weniger lohnend war die Ausbeute des Verfassers in den Kieselgallenschiefern östlich von Brombach. Die Fauna der Geoden von Oberreifenberg wurde von A. von Reinach mit Rücksicht auf die geologische Darstellung C. Kochs zunächst noch in dem Hunsrückschiefer untergebracht, mancherlei Bedenken veranlaßten ihn jedoch, dieselbe einem so erfahrenen Kenner rheinischer Devonfaunen wie L. Beushausen zur genaueren Bestimmung vorzulegen. Dieser sprach sie aber für eine echte Unterkoblenzfauna an[11]). Meine eigenen Untersuchungen, die sich auf eine sehr große Zahl von Fundorten erstreckten, erbrachten

[11]) Die handschriftlichen Bestimmungen und Bemerkungen L. Beushausens wurden mir seinerzeit von Herrn A. von Reinach freundlichst zur Einsichtnahme zur Verfügung gestellt.

das gleiche Ergebnis für das ganze Gebiet. Sieht man von den Formen ab, die im rheinischen Unterdevon eine längere vertikale Lebensdauer haben, wie manche *Chonetes*-



Arten, *Tropidoleptus laticosta* var. *rhenana, Rhynchonella daleidensis* usw., so sind es durchweg jüngere Arten, die in allgemeiner Verbreitung und stellenweise großer Häufigkeit auftreten. Von diesen fallen am meisten *Orthis Nocheri, Spirifer arduennensis,* hin und wieder auch *Spirifer Hercyniae,* endlich *Anoplotheca venusta* als Bankbildner in die Augen. Zu ihnen kommen nicht selten *Spirifer carinatus, incertus* und *subcuspidatus* sowie verschiedene andere Arten. Unter den Brachiopoden ist das völlige Fehlen bezeichnender Siegener Formen sehr auffallend, die gleiche Erfahrung macht man bei den Lamellibranchiern. Ausführlichere Mitteilungen über diesen Gegenstand möchte ich mir jedoch für eine spätere Gelegenheit vorbehalten. Liegt somit von paläontologischen Gesichtspunkten aus kein Hindernis vor, die ganze Porphyroidtuffe führende Schichtenfolge der Unterkoblenzstufe zuzurechnen, so spricht auch der außerordentlich enge Verband von Dachschiefern, Grauwackenschiefern, Grauwackensandsteinen und Porphyroidtuffen in jeder Hinsicht für eine solche Auffassung. Entscheidend für die Beurteilung sind jedoch die Lagerungsverhältnisse.

Die Zone der Plattensandsteine mit den Cypricardellenbänken und *Prosocoelus Beushauseni* befindet sich im rechten Weiltalgehänge am Landstein in gestörter Sattelstellung, und der sö. Flügel fällt gegen den Taunuskamm nach SO ein. Die übrigen Vorkommen besitzen, soweit meßbare Aufschlüsse überhaupt vorhanden sind, ein so. Einfallen. Der genannte Horizont unterlagert also die so. von ihm folgende, ebenfalls weit überwiegend nach SO einfallende, Porphyroidtuffe führende Schichtenreihe. Diese muß somit insgesamt jünger sein, als die Basis der Unterkoblenzstufe, ihre einzelnen Teile müssen aber um so höher im Profile liegen, je weiter man nach SO, d. h. also gegen den Taunuskamm, vorgeht. Da ist es nun im hohen Grade bemerkenswert, daß gewisse Quarzite, die ich schon vor längerer Zeit mit den Quarziten des Singhofener Horizontes in der Umgebung von St. Goarshausen, Lierschied, Pohl und Bettendorf parallelisiert habe[12]), erst in größerer Entfernung so. von der Plattensandsteinzone mit *Prosocoelus*

[12]) A. Fuchs: Aufnahmen im höheren Unterdevon des Blattes Feldberg (Oberreifenberg). Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie für 1904, XXV, S. 590 u. f.

Beushauseni auftreten, nämlich in der Gegend von Schmitten und Oberreifenberg und im Gebiet des oberen Emsbachtales. Nicht weniger belangreich ist ferner die Tatsache, daß recht reine Tonschiefer von dachschieferartigem Aussehen in größerer Häufigkeit noch weiter so., nicht allzuweit vom alten Unterdevon des Taunuskammes, angetroffen werden. Sie als Hunsrückschiefer anzusprechen, liegt kein Anlaß vor, da sie im engsten Verband mit rauheren, an fossilführenden Porphyroidtuffen sehr reichen Unterkoblenzschiefern stehen. Dagegen gewinnt ihre Lage so hoch im Profil dann besondere Bedeutung, wenn man sich vergegenwärtigt, daß bereits E. Holzapfel das Wiederauftreten recht reiner, hunsrückartiger Tonschiefer als ein hervorstechendes Merkmal gerade der jüngsten Teile der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein erkannt hat[13]). Alle Anzeichen sprechen also dafür, daß die Verhältnisse im östlichen Taunus ganz ähnlich liegen, wenn auch nicht gerade jede Einzelheit der mittelrheinischen Gliederung der Unterkoblenzstufe dorthin übertragbar sein mag.

NW. von der Zone der Plattensandsteine mit den Cypricardellenbänken und *Prosocoelus Beushauseni* folgen im Gebiet des Weiltals bei Alt- und Neuweilnau wieder Porphyroidtuffe führende Unterkoblenzschichten. Das Ausgehen der erstgenannten Zone über Tage entspricht also dem Kern eines bedeutenden, durch Spezialfaltung bzw. Schuppenstruktur weiter gegliederten Sattels, dessen Flügel von auflagernden jüngeren Unterkoblenzschichten zusammengesetzt werden. Der Hunsrückschiefer ist in geringer Tiefe also nur unter dem Sattelkern anzutreffen, streicht aber nicht mehr zutage aus.

Läßt sich somit eine weitgehende stratigraphische Übereinstimmung zwischen den Unterkoblenzschichten des Mittelrheins bzw. des unteren Lahngebietes und des östlichen Taunus nicht verkennen, so besteht doch anderseits ein bedeutender Gegensatz zwischen ihrer Oberflächenverbreitung hier und dort. Im Rheinprofil liegt die Stufe in beträchtlicher Entfernung vom alten Unterdevon des Taunuskammes und der es im NW fast überall begleitenden großen streichenden Verwerfung. Hier schieben sich zwischen die Unter-

---

[13]) E. Holzapfel: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 15, 1893. S. 43—44 und S. 50.

koblenzschichten und den Taunusquarzit nebst Gedinnien noch die Hunsrückschiefer in breitem Zuge und lassen sich landeinwärts über das Wispergebiet und das Aartal bei Langenschwalbach in großer Ausdehnung verfolgen. Östlich von der Idstein-Camberger Senke jedoch, also nach verhältnismäßig sehr kurzer Entfernung in streichender Richtung, wird die ganze Breite zwischen dem alten Unterdevon des Taunuskammes bzw. der es im NW abschneidenden streichenden Verwerfung und dem jüngsten Unterdevon auf dem Südflügel der Lahnmulde nahezu ausschließlich von Unterkoblenzschichten erfüllt und zwar in der Weise, daß deren älteste Glieder, wie wir sahen, nicht etwa in der Nähe des Gebirgskammes selbst, sondern erst in erheblicher Entfernung nw. von ihm zutage treten. Diese überaus auffällige Erscheinung bedarf einer Erklärung.

Wie bekannt, streichen die Unterkoblenzschichten, insbesondere auch die in ihnen eingelagerten Porphyroidtuffe, aus der Loreleigegend bei St. Goarshausen und Kestert über Nastätten, die Gegend nördlich Rettert und über Singhofen nach dem unteren Lahngebiet auf die Blätter Ems, Schaumburg, Girod und Limburg, verschwinden im Osten jedoch größtenteils unter dem Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Zwischen dem Dörsbachtal, Aartal und der westlichen Seite des Emsbachtals bei Camberg sind auf dem Südflügel der Lahnmulde nach den älteren Spezialaufnahmen zwar Ober- und Unterkoblenzschichten, aber in letzteren keine Porphyroidtuffe bekannt, sei es, daß diese nicht beobachtet bzw. berücksichtigt wurden, sei es, daß sie wirklich fehlen. Dann aber müßte ihr Ausfallen auf dieser Strecke durch bedeutende streichende Verwerfungen erklärt werden; denn ein Fazieswechsel kann schon um dessentwillen nicht vorliegen, weil unmittelbar östlich vom Emsbachtal auf den Blättern Oberreifenberg (Feldberg), Grävenwiesbach, Usingen usw. die Unterkoblenzschichten in der gewöhnlichen mittelrheinischen Entwicklung auftreten. Denkbar wäre es aber auch noch, daß die Porphyroidtuffe führenden Teile der genannten Stufe hier erst weiter nördlich unter der Decke von Mittel- und Oberdevon in der Tiefe liegen. Dann müßte der Unterkoblenzzug, der vor der so. Begrenzung des jüngeren Devons der Lahnmulde liegt, nur den ältesten und jüngsten Teil dieser Stufe umfassen und die in seinem Bereiche auftretenden Oberkoblenzschichten einschließlich des Koblenzquarzits wären

als in ihm eingesunkene streichende Gräben bzw. als an ihm abgesunkene streichende Staffeln zu deuten. Es lägen also Verhältnisse von ähnlicher Art vor, wie sie in der Umgebung des streichenden Taunusquarzithorstes der Weißlerhöhe bei Rettert und einiger Oberkoblenzgräben bei Berndroth bekannt sind. Welche von diesen Möglichkeiten der Wahrheit tatsächlich am nächsten kommt, kann erst eine neue Spezialuntersuchung lehren. Östlich von der Idstein-Camberger Senke bzw. dem Goldenen Grund erfüllen nun, wie erwähnt, die Unterkoblenzschichten über Tage das Gelände in der ganzen Breite zwischen den Oberkoblenzschichten am so. Rande der Lahnmulde und dem alten Unterdevon des Taunuskammes, treten also auch überall da auf, wo das no. Fortstreichen der Hunsrückschiefer zu erwarten wäre; sie legen sich also sozusagen wie ein Riegel no. vor dieselben. Nun haben aber die neueren Untersuchungen weiter die überraschende Tatsache ans Licht gebracht, daß die Porphyroidtuffe führenden Ablagerungen dicht nw. vom alten Unterdevon des Taunuskammes viel weiter nach SW hinübergreifen, als bisher bekannt war. A. von Reinach fand bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts die ersten Porphyroidtuffe im südlichsten Teil des Blattes Idstein; ich selbst konnte bei meiner Neuaufnahme des Blattes Langenschwalbach in den Jahren 1906—1909 ihr Vorkommen zwischen Bleidenstadt und Bärstadt innerhalb eines Schichtenzuges nachweisen, der dem Taunusquarzit bzw. der ihn im NW auch hier begleitenden streichenden Verwerfung unmittelbar nw. vorgelagert ist und im Querprofil über Seitzenhahn noch eine Breite von etwa 1,8 km erreicht, während er sich weiter sw. bei Bärstadt bereits erheblich verschmälert. A. Leppla hat dann in der gleichen Zeit das letzte, am weitesten sw. gelegene, von Bärstadt herüberkommende Porphyroid am Nordrande des Blattes Eltville noch eine Strecke weit verfolgt[14]). Petrographisch entspricht der ganze Zug den an Dachschiefern reichen Vorkommen unmittelbar nw. vor dem Kamm des östlichen Taunus im Gebiete des Großen und Kleinen Feldbergs und des Glaskopfes. Er müßte also auch hier wie dort als ein sehr junger Teil der Porphyroidtuffe führenden

---

[14]) A. Leppla: Über Aufnahmen auf Blatt Eltville. Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse im Jahre 1908. Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908. XXIX. II. S. 446.

Zone der Unterkoblenzschichten angesehen werden, wobei allerdings nicht verkannt werden soll, daß seine Abgrenzung gegen die Hunsrückschiefer infolge der großen petrographischen Ähnlichkeit der schiefrigen Gesteine mit bedeutenden Schwierigkeiten verknüpft ist. Zahlreiche, aber stark verdrückte Fossilien fanden sich auch in einigen Porphyroidtuffen des Blattes Langenschwalbach, so am Ostabhang des Hammerbergs zwischen Hettenhain und Seitzenhahn und bei Wambach. *Spirifer arduennensis* und *Hercyniae* beobachtete ich auch in den begleitenden Grauwackenschiefern und Grauwackensandsteinen. Wie man sich zur Altersfrage der Porphyroidtuffe hier im Südwesten nun auch stellen mag, sicher ist, daß sie der südwestlichste Ausläufer des vom Vorgelände des östlichen Taunuskammes herüberstreichenden Schichtenzuges sind. Faßt man das Problem als ein tektonisches auf, dann ergibt sich in großen Zügen das folgende Bild:

Die Unterkoblenzschichten nebst ihren Porphyroidtuffen streichen, zunächst dem nw. Rande des Hunsrückschieferzuges angelehnt, von der Loreleigegend über Nastätten, Singhofen und den südlichen Teil der Lahnmulde nach dem östlichen Taunus, legen sich dort umlaufend in breitem Riegel vor das gedachte no. Ende des Hunsrückschieferzuges und schieben sich dann, zuletzt als schmales Band weit nach SW bis in die Gegend südlich Langenschwalbach hinübergreifend, zwischen das alte Unterdevon des Taunuskammes und die so. Begrenzung des Hunsrückschiefers ein; sie sind auf dieser ebenfalls durch eine streichende bzw. etwas spießeckig zum Hauptstreichen des Gebirges verlaufende Verwerfung abgeschnitten und keilen am Nordrande des Blattes Eltville da aus, wo die letztgenannte Störung mit der streichenden Hauptverwerfung des Taunuskammes zusammentrifft. Der Hunsrückschieferzug bildet demnach zwischen dem Rhein und der Gegend westlich von Idstein, im ganzen genommen, einen gewaltigen, durch Spezialfaltung, streichende Horst- und Graben- bzw. streichende Staffelbruchbildung oder auch durch Schuppenstruktur noch weiter gegliederten Hauptsattel, der nach NO untertaucht und dort in ganz natürlicher Weise zwischen der Lahnmulde und dem Taunuskamm von Unterkoblenzschichten überlagert wird. Hierbei ist es sehr beachtenswert, daß die gedachte Hauptachse des Sattels östlich von der Idstein-Camberger Senke dort durchstreichen muß, wo die Basis der

Unterkoblenzschichten noch über Tage ansteht, also in der Gegend von Steinfischbach—Riedelbach und Finsterntal—Landstein—Neuweilnau. Es wiederholt sich hier also in noch größerem Maßstabe dasselbe Bild, wie es weiter nördlich im rechtsrheinischen Schiefergebirge auf dem NO-Flügel des Remscheid—Altenaer und des Ebbesattels in so klarer Weise zum Ausdruck kommt[15]). Der sö. Flügel des gedachten Hunsrückschiefersattels ist nun, wie wir sahen, kein vollständiger mehr; insbesondere ist eine Mulde, die sich ihm im SO ursprünglich anschloß, heute nicht mehr erhalten, vielmehr unter dem Einfluß der gewaltigen Kammverwerfung des Taunus fast völlig unterdrückt. Die letztere noch als Überschiebung zu deuten, liegt nach neueren Erfahrungen kein zwingender Anlaß mehr vor; sie kann ebensogut als ein steil nach SO einfallender Liegendsprung, also als ein Hauptbesteg im Sinne der Emser Bergleute angesehen werden, eine Auffassung, die vor der früheren den Vorzug größerer Natürlichkeit und Klarheit haben würde. Die zweite streichende Verwerfung, die der sö. Begrenzung des Hunsrückschiefers in der Gegend südlich und östlich Langenschwalbach folgt, wäre dann als Hangendsprung zu deuten; damit ergäbe sich für den südwestlichsten Teil der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Hunsrückschiefer und dem alten Unterdevon des Taunuskammes die Natur eines streichenden Grabeneinbruches. In diesem Zusammenhange sei es nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, daß bereits die älteste, auf Spezialgliederung fußende geologische Kartendarstellung, die wir für unser Gebiet in der „Geognostischen Übersichtskarte des Regierungs-Bezirks Wiesbaden“ von C. Koch[16]) besitzen, der hier vertretenen Anschauung überraschend nahe kommt, näher jedenfalls, als die später veröffentlichten Blätter der Spezialaufnahme. Auch Koch läßt den allergrößten Teil des im Rheinprofil noch so breiten Hunsrückschieferzuges nach NO zu wiederholt schmäler werden und bei Finsterntal endlich ganz verschwinden, d. h. unter die dort große Breite gewinnenden Unterkoblenzschichten untertauchen. Daß er

---

[15]) Vergleiche hierzu Blatt Iserlohn der Preuß. geol. Landesaufnahme.

[16]) Erschienen 1876 als Anlage zu der Arbeit: Statistische Beschreibung des Regierungsbezirks Wiesbaden, herausgegeben von der Königl. Regierung zu Wiesbaden. 1876.

noch ein schmales Hunsrückschieferband immer dem nw. Rande des Taunuskammes entlang fortsetzen läßt, fällt demgegenüber um so weniger ins Gewicht, als gerade die jüngeren Teile der Unterkoblenzschichten, wie mehrfach hervorgehoben, wieder eine größere Ähnlichkeit mit dem Hunsrückschiefer gewinnen. Wenn wir also vom Stande unserer heutigen Erfahrung die Ergebnisse der älteren Forschung, auf deren Schultern wir stehen, zurückschauend überblicken, dann drängt sich doch die Erkenntnis auf, daß mancher alte Gedanke auch heute noch fruchtbringend weiterwirken kann und daß manche Vorstellung, die in der Gegenwart von manchen Seiten mit soviel Geräusch als Neuheit angepriesen wird, wie z. B. auch die Deutung der Kammverwerfung des Taunus als Falten- bzw. Deckenüberschiebung[17]), bereits vor mehr als 30 Jahren der älteren Forschergeneration geläufig war, zwar in einer etwas einfacheren, dafür aber auch eher verständlichen und physikalischen Notwendigkeiten eher gerecht werdenden Form.

Man könnte nun freilich auch die Auffassung vertreten, daß der Hunsrückschiefer nach NO hin einer raschen faziellen Änderung unterliegt, daß er dort also den gewöhnlichen Unterkoblenzschichten ähnlich wird und schwer von ihnen zu trennen ist. Diese Ansicht hat W. Frank verfochten[18]), und ich selbst bin auf Grund langjähriger Erfahrung zu der Überzeugung gekommen, daß der allergrößte Teil der typischen Hunsrückschiefer des Mittelrheins auf Grund seiner Fauna der Unterkoblenzstufe bedeutend näher steht, als dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten, daß er also sozusagen eine älteste Unterstufe der gesamten Schichtenfolge über dem Taunusquarzit bzw. über den Siegener Schichten darstellt. Gleichwohl widerstrebt es meinem Empfinden durchaus, auf eine so kurze Entfernung wie es die vom Rhein bis zur Idstein-Camberger Senke ist, eine so breite und mächtige Schichtenfolge wie den Hunsrückschiefer auf Grund einer angenommenen Faziesänderung in gewöhnliche Unterkoblenzschichten mittelrheini-

---

[17]) H. Gerth: Gebirgsbau und Facies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Geologische Rundschau, Band I, 1910, S. 83 u. f.

[18]) W. Frank: Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Inaug.-Diss. Marburg a. L. 1898.

scher Fazies übergehen zu lassen, zumal deren Entwicklung im östlichen Taunus in so zahlreichen und bezeichnenden Einzelheiten mit jener der Loreleigegend übereinstimmt.

Zur Diskussion spricht Herr AHLBURG.

v. w. o.

BELOWSKY. PICARD. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung vom 3. Mai 1916.

Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor.

Herr W. WOLFF spricht **Zur Geologie der Gegend von Bremen.**

Zur Diskussion sprechen die Herren MESTWERDT, KEILHACK, JENTZSCH und der Vortragende.

Herr E. HENNIG spricht sodann über **die Stegosaurier und ihr Vertreter unter den Tendaguru-Funden.**

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

BELOWSKY. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung vom 7. Juni 1916.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende legt der Gesellschaft die als Geschenk eingegangenen Werke vor.

Herr R. BÄRTLING spricht über: **Grundzüge der Kriegsgeologie.** (Mit 2 Textfiguren.)

In alle Gebiete unseres Wirtschaftslebens hat der Krieg aufs schärfste eingegriffen, überall verlangt er, daß sich die Erzeugung neuer Waren und Verwertung der Vorräte den durch ihn geschaffenen Verhältnissen anpaßt. Neu-

schaffend, umgestaltend und fordernd tritt er nicht nur Handel und Industrie, sondern auch den Wissenschaften gegenüber, die bereitwilligst ihr ganzes Können in den Dienst des Vaterlandes gestellt haben.

Neue Zweige der Wissenschaften entstanden so in kurzer Zeit, und mancher sonst wenig beachtete wurde nun mehr als je gepflegt. Die Geologie, die bis zum Kriege beim Heerwesen wenig Beachtung gefunden hatte, blieb nicht mehr unbeachtet. Auch für sie galt es zu raten, zu helfen, Neues zu schaffen und sich veränderten Verhältnissen anzupassen. Viel hat sie dem Vaterlande schon gegeben, mehr noch wird es sein, wenn die begonnene Organisation vervollständigt und vervollkommnet ist. In den nur noch schwer übersehbaren Ästen der verschiedenen Teile der Geologie ist so durch den Krieg ein neuer Zweig hervorgelockt, anfangs kaum beachtet, bald aber stärker und stärker wachsend, die „Kriegsgeologie“. Neben der zunehmenden Organisation wächst auch die Literatur über die noch junge Kriegsgeologie oder „Militärgeologie“, wie sie W. KRANZ nannte, als er ihre Beachtung und Pflege zum ersten Mal im Jahre 1913 forderte[1]). Seine Ausführungen fanden damals selbst in Geologenkreisen nicht die Beachtung, die ihnen zukam, wahrscheinlich wohl deshalb, weil man bei dem Fachgeologen nur selten Interesse für militärische Fragen fand, umgekehrt fanden aber auch beim Heere die Anregungen von W. KRANZ nicht die Beachtung, da man in diesen Kreisen wiederum nur recht wenig Verständnis für das Wesen und den Nutzen der Geologie antraf. Zudem beschäftigten sich nur wenige ernsthaft mit diesen Fragen, weil eben niemand dachte, wie bald wir gezwungen würden, diese Anregungen in die Praxis umzusetzen. Nur bei einer Anzahl von älteren Reserveoffizieren unter den Geologen wurden die Ausführungen von W. KRANZ sehr eingehend besprochen, namentlich mit H. MENZEL, F. TORNAU † und W. HENKE (zurzeit kriegsgefangen) habe ich schon damals oft über diese Fragen gesprochen und in Briefwechsel gestanden. Seitdem hat der Krieg der jungen Kriegsgeologie eine rasche Entwicklung gebracht, die sich in ihrer schnell wachsenden

[1]) W. KRANZ: Militärgeologie. Kriegstechnische Zeitschrift 1913. Heft 10.

—: Militärgeologie. Straßburger Post Nr. 163 vom 10. II. 1914.

Literatur wiederspiegelt. Den Anforderungen der Zeit entsprechend sind die Aufsätze meist in allgemein-verständlicher Form geschrieben und in Tageszeitungen oder Wochenschriften, vorwiegend unterhaltender Natur, arg zerstreut. Eine nahezu vollständige Zusammenstellung derselben hat W. SALOMON[2]) gegeben, der nur wenig nachzutragen ist[3]). Ganz besonders möchte ich aber noch auf zwei neuere Veröffentlichungen von W. KRANZ hinweisen, die schon unter dem Einfluß der Erfahrungen im Felde entstanden[4]).

Mit dem Wachsen der Literatur ist nun vielfach auch eine erhebliche Überschätzung des Wertes der Geologie für die mobilen Truppen entstanden, vor der nicht genug gewarnt werden kann. Es ist ein alter Grundsatz unseres Exerzierreglements, daß nur der Angriff einen Sieg und einen wirklichen Erfolg ermöglicht. Stets geht gutes Schußfeld und die Möglichkeit, dem Gegner Abbruch zu tun, allen anderen Rücksichten vor, auch natürlich dem eigenen Schutze gegen die Wirkungen des feindlichen Feuers. Im Bewegungskriege sind daher die Möglichkeiten der Anwendung praktisch-geologischer Erfahrungen nur gering. Die vielfach verlangte geologische Schulung der Unterführer fehlt und wird sich meiner Ansicht nach nie erreichen lassen, solange nicht auf unseren höheren Schulen eine Grundlage dafür gelegt ist. Eine notdürftige Unterweisung des Offiziers in gelegentlichen geologischen Kursen würde aber zu einem Dilettantismus führen, der unter den gänzlich veränderten Verhältnissen, wie sie das fremde Land bieten, in den meisten Fällen doch versagen muß. Dazu kommt bei zu starker Betonung geologischer Rücksichten die Gefahr, daß der Unterführer kostbare Zeit mit

---

[2]) W. SALOMON: Kriegsgeologie. Vortrag am 17. Februar 1915 zu Heidelberg, zugunsten des Roten Kreuzes gehalten. CARL WINTERS Verlag, Heidelberg 1915. (Der Reinertrag ist für Witwen und Waisen im Kriege gefallener Geologen bestimmt.)

—: Kriegsgeologie. Geologische Rundschau VI. 1915. S. 315.

[3]) W. SALOMON: Bemerkungen zu der Besprechung über Kriegsgeologie. Geolog. Rundschau VI. 1915. S. 425.

K. WALTHER: Geologische Unterweisung des Offiziers im Frieden. Geolog. Rundschau VI. 1915. S. 424.

[4]) W. KRANZ: Kriegsgeologie. Der Geologe, Leipzig (MAX WEG) Februar 1915, und

—: Aufgaben der Geologie im Mitteleuropäischen Kriege. Peterm. Mitteil. 61. 1915. Juliheft. S. 249 ff.

taktisch weniger wichtigen Dingen vergeudet, anstatt sein Augenmerk stets auf das Wichtigste, den Feind, und die genaueste Ausführung der ihm erteilten Befehle, zu richten.

Für den Kriegsgeologen bleibt eine große Zahl von wichtigen Aufgaben, in denen er dem höheren Führer durch seinen Rat Dienste zu leisten vermag, deren Wert immer mehr Anerkennung gefunden hat. Das zeigt sich namentlich darin, daß eine erhebliche Zahl von Geologen schon aus den Truppenteilen herausgezogen ist und als Kriegsgeologen Verwendung findet. Namentlich beim Stellungskrieg ist genügend Zeit und Gelegenheit vorhanden, den Rat der Geologen einzuholen und damit die Lage der eigenen Truppen und die Widerstandskraft der Feldstellungen zu verbessern. Zu diesen Aufgaben gehören:

1. Versorgung der Feldstellungen und Festungen mit Wasser.
2. Beseitigung der Abwässer und Niederschläge aus den Feldstellungen und Festungen.
3. Prüfung der Bodenverhältnisse für Anlage rückwärtiger Stellungen und bombensicherer Unterstände.
4. Mitwirkung bei Minen- und Sappenarbeiten.
5. Beratende Tätigkeit bei Anlage von Stellungen im Gebirgskriege.
6. Beschaffung von Betonkies und sonstigem Baumaterial.
7. Beratende Tätigkeit beim Bau und der Instandhaltung von Eisenbahnen.
8. Untersuchung von Mooren und ähnlichen Geländehindernissen auf Gangbarkeit.
9. Versorgung der Truppen mit Brennstoffen in holzarmen Gebieten.
10. Versorgung des eigenen Landes mit Mineralrohstoffen.
11. Geologische Aufnahmen der Kampfgebiete.

Alle diese Aufgaben schließen sich zwar eng an die sonst von der praktischen Geologie verlangte beratende Tätigkeit an, stets muß aber auch den besonderen Verhältnissen des Krieges Rechnung getragen werden. Das Arbeitsfeld des Kriegsgeologen ist meist eng begrenzt, denn die Abschnitte der Divisionen, Korps und Armeen dürfen seitlich nicht überschritten werden. Bei Anlagen in der Nähe des Feindes ist außerdem auf Feuerwirkung die weiteste Rücksicht zu nehmen, ferner kann nur mit den einfachsten Hilfsmitteln gearbeitet und gerechnet werden. Alle Arbeiten,

die einen größeren Aufwand an Hilfsmitteln verlangen, kosten viel mehr Geld und Zeit als im Frieden. Letztere ist aber im Felde besonders kostbar.

So stellen die Wasserversorgungen dem Kriegsgeologen in vieler Hinsicht andere Aufgaben als sonst. Stets ist, außer den sonst bei Wasserversorgungsanlagen zu beachtenden Punkten zu berücksichtigen, daß die geschaffenen Anlagen nicht dem feindlichen Artilleriefeuer ausgesetzt sein dürfen. Außerdem kann der Geologe gerade hierbei nicht mit den technisch vollkommenen Mitteln eines großen Unternehmers rechnen. Noch nicht einmal Pioniere werden für Ausführung solcher Anlagen und der Vorarbeiten dazu immer zur Verfügung gestellt werden können, sondern in vielen Fällen ist man auf Soldaten angewiesen, die für solche Arbeiten gänzlich ungeschult sind. Nur mit den allereinfachsten Mitteln kann daher gerechnet werden, allerdings werden einige brauchbare Handwerker in jeder Truppe zu finden sein.

Eine gute Wasserversorgung für die Feldstellungen stärkt deren Widerstandsfähigkeit in hohem Maße. In der Champagne erwies sich während der letzten großen Offensive der Franzosen eine Versorgung der Feldstellungen mit Wasser aus Brunnen und Quellen, die etwas rückwärts lagen, als unzureichend. Während des Trommelfeuers war es natürlich unmöglich, diese Wasserentnahmestellen aufzusuchen, eine Versorgung mit Lebensmitteln und Getränken von rückwärts war ganz ausgeschlossen. Die Truppe mußte also ohne Wasser mehrere Tage lang aushalten und dazu die Angriffe des Feindes abwehren. Die Offensive wurde hier zwar zum Stehen gebracht, alle Entbehrungen wären aber sicher leichter zu ertragen gewesen, wenn in den Stellungen eine allen Anforderungen genügende Wasserversorgung vorhanden gewesen wäre.

An anderen Stellen der Front bleibt oft nichts weiter übrig, als alles Wasser in Fässern von weither heranzuschaffen. Im Winter 1914/15 lag ich mehrere Monate an der Aisne in einer Stellung, zu der das Wasser in Fässern aus einem 6—7 km entfernt liegenden Dorfe herangeschafft werden mußte. Da das Wasser vorher abgekocht werden mußte, so war die gelieferte Menge für die Kompagnie doch recht knapp, selbst nach Einführung von 6—7 waschfreien Tagen in der Woche. Auch dann kam an Trinkwasser auf den Mann nur wenig, und das wenige war kein

Genuß, da das Wasser meist nicht richtig abgekühlt war, und noch dazu oft warm oder heiß in die Fässer gebracht werden mußte, wodurch sein Wohlgeschmack nicht gerade erhöht wurde. In einem nur etwa 4 km entfernt liegenden Dorfe war zwar Wasser zu bekommen, der Weg dorthin lag aber fast ständig unter Artilleriefeuer, und bei Nacht, wo diese Gefahr geringer war, war kein Gewehr in der Stellung zu entbehren. Mit Sorge mußte man daher an das Frühjahr und den Sommer denken. Es mußte also an den Bau einer Wasserversorgung gedacht werden. Eine Beratung durch den Geologen wurde anfangs nicht verlangt, man verließ sich zunächst nur auf einen Wünschelrutenmann, der dann auch veranlaßte, daß zunächst Zeit und Arbeitskraft an einer aussichtslosen Stelle nutzlos verbraucht wurden. Er setzte einen Brunnen im festen Kreidekalk

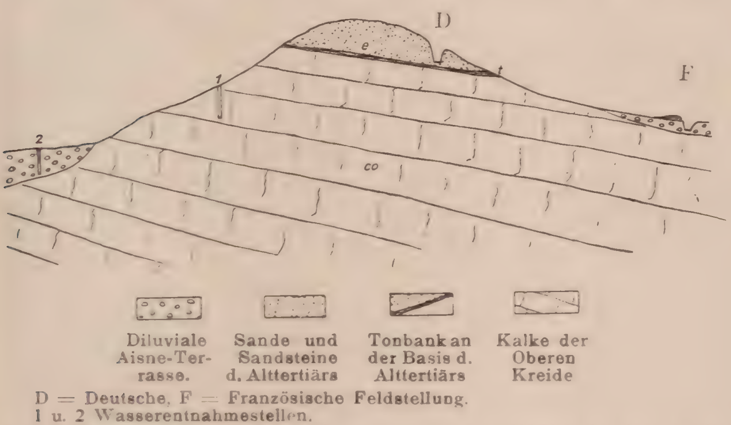


Fig. 1. Geologisches Querprofil durch eine Stellung an der Aisne

bei 1 der obenstehenden Textfigur 1 an. Der Ansatzpunkt lag so hoch über der Talsohle, daß früher als in 45–50 m Tiefe kein Spaltenwasser in der Kreide erwartet werden konnte. Es ist aber zweifelhaft, ob in dieser Tiefe überhaupt noch genügend starke Spalten im Kreidemergel vorhanden sind, auf deren Wasserführung gerechnet werden konnte. Wahrscheinlicher war, daß die ganze, mehrere hundert Meter mächtige Kreidemergeldecke durchbohrt werden mußte, ehe Wasser gefunden wurde. Tatsächlich liegt ja auch weit und breit kein Brunnen und keine menschliche Ansiedlung auf diesen Schichten. Bei einer geolo-

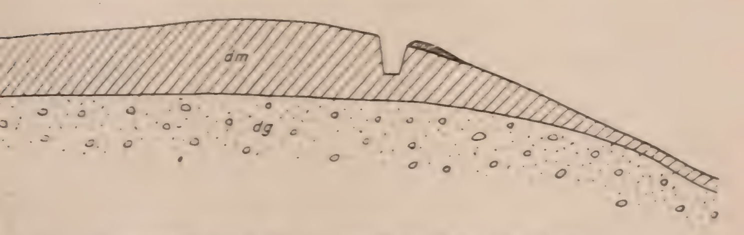
gischen Beurteilung ergaben sich die in Fig. 1 dargestellten Verhältnisse. Man hatte also zwei Möglichkeiten der Wasserversorgung, und zwar in der Stellung selbst aus den Eocänschichten (e). Diese bestanden aus sandigem Lehm und festen Kalksandsteinbänken mit einer Tonbank an der Grenze gegen die unterlagernde Kreide. Auf der Tonbank sammelt sich etwas Grundwasser an, das beim Bau von Unterständen recht unangenehm empfunden wurde. Dieses Wasser kam für die Versorgung nicht in Frage, da eine Verseuchung durch Massengräber, Latrinen usw. wahrscheinlich war. Es blieb also nur eine Entnahme aus der Aisneniederterrasse bei 2, die ein allen Anforderungen entsprechendes Wasser liefern konnte, das noch dazu keinerlei besondere Anlagen erforderte, sondern mit Bohrbrunnen oder Abessinierbrunnen leicht zu gewinnen war. So einfach diese Verhältnisse dem Geologen sind, so war es doch nicht leicht, die Überzeugung davon zu verbreiten. Erst mehrere Mißerfolge führten zu ihrer Anerkennung. Verhältnismäßig einfach gestaltet sich die Wassergewinnung an vielen Stellen der Kreidemergelniederungen von Reims und der Champagne, wo meist mit einem gleichmäßigen Grundwasserspiegel von 10—12 m Tiefe in den Spalten der Kreide zu rechnen ist. In solchen Gebieten braucht man den Rat des Fachgeologen nicht, der Pionieroffizier wird dort meist schon ohne besondere geologische Beratung imstande sein, geeignete Entnahmestellen aufzuschließen. Ebenso einfach liegen auch die Wasserverhältnisse in den Niederungen des nördlichen Teiles der Westfront, auch dort wird man daher den Rat eines s t ä n d i g e n Kriegsgeologen bei Wasserversorgungsbauten nur selten nötig haben, es genügte bis jetzt die gelegentliche Heranziehung von beratenden Geologen. Auf die Wichtigkeit des geologischen Rats beim Bau der Wasserversorgungen von Festungen wies W. Kranz wiederholt hin. Hierbei ist der Geologe schon im Frieden kaum zu entbehren.

Bei allen Wasserversorgungen beschränkt sich die Tätigkeit des Geologen aber nicht nur auf die Aufsuchung geeigneter Wasserentnahmestellen, sondern mehr noch als in der Heimat hat man seinen Rat nötig bei der Aufsuchung von Filtermaterialien oder auch der Beurteilung solchen Materials, das von weit her herangeschafft ist[5]).

---

[5]) Hambloch u. Mordziol: Über Trinkwasserversorgung im Felde nebst Vorschlägen über die Verwendbarkeit vulkanischer Filtermaterialien. Verlag von G. Westermann, Braunschweig 1915.

Nicht minder wichtig ist die Beseitigung der Abwässer aus den Festungen und der Niederschläge aus den Feldstellungen. Nicht selten haben Schützengräben, die an sich gut angelegt waren und durch ihre Lage taktische Vorteile boten, verlassen werden müssen, weil das Niederschlagswasser aus ihnen nicht zu beseitigen war. Nicht immer kann man sich in der einfachen Weise helfen, daß man die Grabensohle mit auf einem Rost liegenden Laufbohlen versieht und das Wasser darunter Sammelschächten zuleitet, aus denen man die Niederschläge versickern läßt oder nach Klärung mit Salzen ausschöpft oder auspumpt. Stets muß dann versucht werden, diese Wässer, die oft durch den reichlichen Salzzusatz recht unangenehm sind, nach dem Feinde zu abzuleiten. Gerade bei der Abwässerbeseitigung durch Sickerschächte ist aber der Rat des Geologen oft unentbehrlich. Ein charakteristisches Beispiel verdanke ich einer Mitteilung von Herrn Grupe, der als Kriegsgeologe an der Front in Kurland tätig war. Dort sind Gräben in fettem Geschiebelehm angelegt, der von wasserarmen Diluvialsand und Kies unterlagert wird (Fig. 2.) Nach Durchbohrung der Geschiebelehmdecke versickert das Wasser leicht in diesen Sanden und ist so für



dm = Geschiebemergel, dg = Altdiluvialer Sand und Kies.

Fig. 2. Querschnitt durch den Untergrund einer Feldstellung in Kurland.

immer fast mühelos beseitigt. Gerade hierbei ist aber die ständige Kontrolle der Arbeiten durch einen Geologen unbedingt nötig, denn ebenso häufig kommen Stellen vor, wo die Sande und Kiese unter dem Geschiebelehm artesisch gespanntes Wasser führen. Beim Durchbohren der Lehmdecke würde man in einem solchen Falle das Übel nur viel schlimmer machen und einen nicht zu verbessernden Schaden durch das artesische Wasser an den Feldstellungen anrichten. Fluchtartiges Verlassen solcher Gräben, voll-

ständige Aufgabe und Verlegung der Stellung in großem Umfange wäre die unvermeidliche Folge.

Nicht selten hört man, namentlich bei militärisch Ungeschulten, die Ansicht, daß der Geologe auch bei der ersten Anlage von Stellungen im Vormarsch oder auf dem Rückzuge beratend tätig sein könnte. Gewiß liegt dieser Gedanke nahe, wo doch der Soldat mehr als je mit der Erde verwachsen ist und auch selbst im Bewegunskriege oft viel mehr in ihr, statt auf ihr lebt. Eine solche beratende Mitwirkung des Geologen bei Auswahl der ersten Stellung halte ich aber für ganz ausgeschlossen. Namentlich die Ausführungen von Herrn W. SALOMON[6]) darüber kann ich nach meinen Erfahrungen im Felde nicht unwidersprochen lassen. Bei der Auswahl der Stellungen können nicht geologische Rücksichten, sondern einzig und allein taktische Gründe maßgebend sein. Der Fall, daß die Gefechtslage die Wahl zwischen mehreren Stellungen läßt, von denen man die geologisch günstigere wählen könnte, ist äußerst selten, und wird, wo sie kommt, nur für ganz kleine Teile der Gefechtsfront zutreffen. Wie groß müßte aber die Zahl der Kriegsgeologen sein, wenn dann an allen solchen Teilen der Front ein Geologe, der ohne Zeitverlust um Rat befragt werden könnte, zur Verfügung stehen sollte? Selbst die Front eines einzelnen Armeekorps kann in solchen Fällen bis zu 8 km Länge erreichen, ist also in der Kürze der Zeit nicht in der Weise zu übersehen, wie es notwendig wäre, wenn daraufhin der Rat eines Kriegsgeologen nicht zu spät kommen soll. Dabei darf doch nicht vergessen werden, daß auch der erfahrene Geologe hier unter vollkommen neuen, fremden Verhältnissen, meist ohne jeden Anhalt an eine geologische Karte zu arbeiten hat.

Nach dem Rückzuge nach der Marneschlacht lag ich mit meinem Regiment an einer Stelle, wo wir äußerst ungünstige Verhältnisse für das Eingraben vorfanden. Nach der Arbeit von einem Tage und einer Nacht hatten unsere Gräben nur stellenweise 1 m Tiefe erreicht, der Deckungsgraben für die Reserven war nur ½—¾ m tief geworden. Etwa 1½ km weiter rückwärts lagen die Verhältnisse viel günstiger; es war aber ausgeschlossen, diese günstigeren geologischen Verhältnisse auszunutzen, ohne den links anschließenden Truppenteil, dessen Flanke dann ungesichert

---

6) W. SALOMON: Kriegsgeologie. Heidelberg 1915. S. 5—8.

blieb, in die größte Gefahr zu bringen, oder die ganze Linie zurückzubiegen, wodurch dann wieder andere Truppenteile in geologisch ungünstigere Stellungen gekommen wären.

Zeit, lange zu wählen, ist in solchen Fällen nie vorhanden, und jede Zeitversäumnis kann größere Verluste bringen, als durch die auf anderem Wege gewonnenen Vorteile ausgeglichen werden kann.

Ebenso lagen die Verhältnisse oft in den Karpathen und in Galizien, wo wir uns manchmal unter recht ungünstigen Verhältnissen eingraben mußten. Irgendwelche andere als taktische Rücksichten kamen dabei eben überhaupt nicht in Frage.

Noch nicht einmal bei der Frage, ob großes Schanzzeug auszugeben ist oder nicht, wird der Rat des Kriegsgeologen in Betracht kommen. Das große Schanzzeug befindet sich auf den Regimentsschanzzeugwagen und es muß den Regimentern die Entscheidung überlassen bleiben, ob diese Fahrzeuge von der Bagage vorgezogen werden sollen. Die Bodenverhältnisse im Abschnitt einer ganzen Armee oder eines Armeekorps im fremden Lande ohne zuverlässige Unterlagen sofort zu übersehen, wird auch dem gewandtesten Geologen bei der kurzen für die Befehlsausgabe zur Verfügung stehenden Zeit nicht möglich sein; ich halte es daher unter solchen Verhältnissen für ausgeschlossen, daß den Regimentern ein entsprechender Rat des Kriegsgeologen etwa mit dem Armeebefehl übermittelt wird. Der Offizier muß eben selbst genügend Praktiker sein (und ist es bei uns zum Glück auch), um beurteilen zu können, welches Schanzzeug erforderlich ist. Und wo die Anlage von Feldstellungen mit dem tragbaren Infanterieschanzzeug nicht möglich ist, wird sich stets ein Verständiger finden, der größeres Schanzzeug sofort anfordert.

Ich habe diese Verhältnisse etwas ausführlicher dargestellt, um bei den Geologen der Verbreitung der Ansicht vorzubeugen, daß der Kriegsgeologe in solchen Lagen viel raten und helfen könnte. Etwas anderes wäre es, wenn auch der Infanterieoffizier eine gewisse geologische Vorbildung besäße; dann ließen sich natürlich geologische Erfahrungen auch dabei in größerem Maße nutzbar machen. Das ändert sich jedoch, sobald der Bewegungskrieg zum Stehen kommt und die rasch ausgehobenen Gräben zur festen Feldstellung für langen Aufenthalt ausgebaut werden müssen. Hier findet sich ein überaus reiches Feld der Tätigkeit für den Kriegsgeologen. Im Anfang des Stellungs-

krieges, als die Unterstände nur für Volltreffer der Feldartillerie eine Sicherheit zu bieten brauchten, war eine geologisch-bergmännische Beratung beim Bau überflüssig. Nach und nach baute man die Stellungen immer fester aus, so daß sie auch gegen die Wirkungen von Steilfeuergeschossen schwersten Kalibers Schutz zu bieten vermochten. Dazu sind an Stelle der leichten Unterstände solche in Eisenbeton oder Wohnstollen von beträchtlicher Tiefe erforderlich. Beim Bau von solchen ist in vielen Gegenden der Rat des Geologen aber unentbehrlich. Da gilt es zu verhindern, daß ein solcher Stollen nicht an Stellen angesetzt wird, wo unter dünner Decke von Lehm oder Schutt harte Trias- oder Juragesteine oder gar ein Eruptivgestein zu erwarten ist. Eine ebenso große Gefahr wie solche nicht zu bearbeitenden Gesteine bilden an anderen Orten der Front wieder die Grundwasserverhältnisse.

Das Maß der Schwankungen des Grundwassers ist schwer zu beurteilen, immerhin wird der Geologe noch am besten in der Lage sein, zu raten. Aus der Tiefe der Verwitterung und der Lage von Eisenkonzentrationsstreifen im Boden lassen sich ja oft gute Schlüsse ziehen, innerhalb welcher Grenzen das Grundwasser zu schwanken pflegt.

Bei dem in Fig. 1 dargestellten Beispiel einer Stellung an der Aisne lagen derartige Verhältnisse vor. Eine Kompagnie war gezwungen, tiefe Unterstände anzulegen und durchbrach zu diesem Zweck die Tonbank an der Basis der durchlässigen Eocänschichten. Bald stellte sich aber etwas Sickerwasser ein, das zunächst in Rinnen einem Sammelloch zugeleitet wurde. Die Kreideschichten taten dem Erbauer aber nicht den Gefallen, das Wasser versickern zu lassen, und so stieg es von Tag zu Tag, langsam und sicher. Andere Ableitung war ausgeschlossen, und auch auspumpen nur schwer möglich. Der gerufene Geologe, der vorher sicher vor dem Bau an dieser Stelle gewarnt haben würde, konnte auch jetzt weiter nichts mehr tun, als vor weiteren ähnlichen Fehlern zu warnen. Aus dem Unterstande war ein Brunnen geworden, den man nun durch Aufstellen einer Pumpe aus dem nächsten Dorfe nutzbar machte. Leider konnte das Wasser wegen der in unmittelbarer Nähe liegenden Massengräber und der davon zu befürchtenden Infizierung nicht für Trinkzwecke benutzt werden.

An anderen Stellen stießen die Mannschaften beim Bau der Unterstände in der gleichen Stellung auf eine überaus

harte Kalksandsteinbank im Eocän. Durch Studium des Profils in benachbarten Eocänaufschlüssen stellte ich fest, daß diese Schicht nicht stark sein konnte. Ich ließ sie durchbrechen, um sie dann als Dach für die Unterstände zu verwenden, die nun, nach bergmännischer Verzimmerung, so sicher waren, daß sie Volltreffer der 15,5-cm-Granaten aus den französischen Rimailhohaubitzen gut aushielten. Leider kam vor Vollendung dieser Arbeiten der Ablösungsbefehl und die Verlegung des Regiments an einen anderen Teil der Front, so daß wir die Vorteile dieser mühsamen Arbeit nicht mehr genossen.

In viel größerem Umfange lassen sich geologische Erfahrungen bei solchen Arbeiten in rückwärtigen Aufnahmestellungen anwenden, da dort die beständige Störung durch das feindliche Feuer fortfällt. Infolgedessen kann der Geologe seine Beobachtungen und Untersuchungen dort in viel ausgedehnterem Maße und in kürzerer Zeit vornehmen und kommt zu wesentlich zuverlässigeren Ergebnissen. Von vornherein kann bei solchen Stellungen auch auf geologische Vorteile Rücksicht genommen werden und die Führung der Frontlinie so gewählt werden, daß die Bodenverhältnisse für die eigene Truppe so günstig wie möglich sind, daß dem etwaigen Angreifer alle Schwierigkeiten der Bodenverhältnisse überlassen werden, z. B. nackte Felskuppen, feste Schichten unter schwacher steinreicher Verwitterungsschuttdecke, Moorboden, schlechte Grundwasserverhältnisse usw.

Selbstverständlich ist es auch bei Anlage von rückwärtigen Stellungen nicht überall möglich, den geologischen Verhältnissen Rechnung zu tragen. Moore, die sich senkrecht zur Frontlinie kilometerweit ins Land ziehen, müssen von den Feldstellungen durchquert werden, wenn sie überhaupt passierbar sind. Man hilft sich dann durch Dämme über dem Boden, die mit Baumstämmen befestigt und gesichert werden. Dabei wird natürlich auch der Geologe wenig raten und helfen können, zumal da jeder, auch der einfachste Musketier, sich bald die nötigen Erfahrungen sammelt, wie man sich in solchen Fällen zu helfen hat.

In den vorderen Stellungen ist seine Mitwirkung bei Sappenarbeiten und der Anlage von Minenstollen notwendig. Beim Heranarbeiten in Sappen an den Feind gilt es, Stellen zu vermeiden, an denen die Decke loser Schichten auf dem festen unverwitterten Gestein zu

gering ist Der Geologe wird solche ungünstigen Stellen schon an der Größe, Zahl und Beschaffenheit der Lesesteine in der Ackerkrume und der Oberflächengestaltung erkennen.

Für Minenstollen liegen die Verhältnisse nur in Gebieten mit starker Diluvialdecke einfach. Nur solche Verhältnisse kennt der Pionier meist von den Übungsplätzen. In den Bruchrändern der Gebirge und in den Gebirgen verschiedensten Aufbaus selbst hat der Pionier im Frieden selten Gelegenheit, Erfahrungen für den Minenkrieg zu sammeln. Aus Friedensrücksichten können derartige Arbeiten nur auf den Übungsplätzen geübt werden. Hier wird der Pionier bald, wie Kranz sagt, zum Lokalgeologen. Seine Kenntnisse des Baues der Erdrinde müssen daher rasch versagen, wenn er in ein von Verwerfungen arg zerrissenes Gebirgsland geworfen wird. Es fehlen ihm dann, wenn sein Minenstollen plötzlich vor einer Verwerfung steht, die Kenntnisse, ob er seine Leitschicht höher oder tiefer wieder zu suchen hat. Der Geologe muß in solchen Fällen helfen, er wird auch am besten in der Lage sein, die Festigkeitskoëffizienten für die Bodenschichten mit Sicherheit anzugeben. Gerade das ist aber eine sehr wichtige Aufgabe, denn eine falsche Bewertung dieser Koëffizienten führt zu leicht zu einem Fehlschlag des Minenangriffs. Große Flächen des westlichen wie des östlichen Kriegsschauplatzes sind so einfach gebaut, daß dort besondere geologische Vorkenntnisse für den Minenkrieg nicht erforderlich sind. In den Gebirgsrändern, die taktisch meist besonders wichtig sind, ist die Mitwirkung des Kriegsgeologen bei dieser Angriffsmethode aber unerläßlich. Zeitverluste kann der Geologe dabei immer verhüten und jeder Zeitverlust im Minenkriege bedeutet mehr noch als sonst im Kriege Opfer an Menschenleben.

Ähnlich bedeutungsvoll kann die Tätigkeit des Geologen im Gebirgskriege werden. Murbrüche, Steinbrüche, Steinschläge, Bergstürze und Lawinen bilden eine Gefahr für die Stellungen, die durch das anhaltende Geschützfeuer noch bedeutend gesteigert werden kann. Dem Geologen sind die Ursachen dieser Naturerscheinungen vertraut, er kann diese Gefahren zwar nicht beseitigen, aber rechtzeitig angeben, wo sie drohen, und dadurch die Truppe in den Stand setzen, ihnen auszuweichen.

Je größer die Haltbarkeit und Festigkeit ist, die man von den Unterständen verlangt, um so mehr steigt im

Felde der Bedarf an Kies und Kleinschlag für die Betonbereitung. Für die Beschaffung dieser Baumaterialien reichen ebenso wie für Straßen- und Eisenbahnbaumaterial die leicht erreichbaren Vorräte des besetzten Gebietes dann meist nicht aus. Dem Geologen fällt da die Aufgabe zu, geeignete neue Entnahmestellen anzugeben und bei alten die Angriffspunkte möglichst zu verbessern. Auch die Beschaffung von Baumaterial für Quellenfassungen und Brunnenbauten kann auf Schwierigkeiten stoßen, die der Geologe beseitigen muß. Unter Berücksichtigung der Kriegslage an solchen Frontabschnitten gilt es für den Geologen zu entscheiden, ob er sich für wirklich gutes Material, das nur aus großer Entfernung zu beziehen ist, mit einem Ersatz durch minderwertige Rohstoffe aus der Nähe begnügen soll. Oft wird man sich eben damit begnügen können, einen Kleinschlag von wenig widerstandsfähigen Jura-, Kreide- oder Eocängesteinen zu verwenden, während man an anderen Stellen auf besten Kies, Basalt- oder Grauwackenschotter nicht verzichten kann. Gerade hierbei muß der Geologe das entscheidende Urteil abgeben, und zwar ein Kriegsgeologe, der die Gefechtslage und die Bedürfnisse der fechtenden Truppe aus eigener Erfahrung kennt.

Für neue Eisenbahnen hinter der Front hat der Kriegsgeologe nicht nur bei der Beschaffung des Oberbaumaterials zu helfen, sondern, wie im Frieden, auch für die zweckmäßigste Linienführung die Bodenverhältnisse für Dammschüttungen und Einschnitte aufzuklären. Stockungen, die durch ungenügende Berücksichtigung der Untergrundverhältnisse verursacht werden, haben im Felde schwerwiegendere Folgen, als in der Heimat. Gerade hier im Felde liegt aber größtes Interesse vor, die Bauzeiten so viel wie möglich abzukürzen, man wird daher in Einschnitten mit der Böschungsneigung gern auf das geringste zulässige Maß heruntergehen. Darin liegt aber unter Umständen eine große Gefahr. Der kurze Zeitverlust, der sich durch Nachprüfung der Linienführung und der beabsichtigten Böschungsneigungen durch einen Geologen ergibt, wird stets wieder eingebracht.

Bei Zerstörung der Tunnel und anderer Bahnanlagen auf dem Rückzuge pflegt der Feind die ihm bekannten schwachen Stellen solcher Bauten, die durch die geologischen Verhältnisse bedingt sind, zu unserem Nachteil auszunutzen. Mit der gleichen Waffe einer sorgfältigen geologischen

Untersuchung ist diesem Schaden entgegenzutreten, und mit ihrer Hilfe werden auch draußen im Felde die gesprengten Tunnel wieder aufgeräumt.

Auf dem Vormarsche gilt es häufig Moore und ähnliche Geländehindernisse zu überschreiten. Schon nach der Pflanzenführung kann der Geologe dabei passierbare Stellen heraussuchen, doch ist diese Möglichkeit seiner Betätigung nur recht gering zu bewerten. Große Truppenmassen kann man nicht außerhalb der Straßen auf schlecht gangbarem Gelände bewegen, und für berittene Truppen, Artillerie oder Trainkolonnen sind solche Hindernisse meist unüberwindlich. Kleine Infanteriekörper bedürfen aber geoloschen Rats auch hier nicht. Dagegen ist der Rat des Geologen von Wert, wenn es sich darum handelt, solche Hindernisse hinter unserer Front gangbar zu machen, und wenn es gilt, zu untersuchen, wie sich die Gangbarkeitsverhältnisse eines Fronthindernisses in Niederschlags- oder Dürreperioden ändern könnten. Wird ein als Fronthindernis benutztes Moor, das im Frühjahr, Herbst und Winter unpassierbar ist, im Sommer gangbar, so ist rechtzeitig für anderweitige Sicherung der Stellungen Sorge zu tragen. Das zu prüfen, ist Sache des Geologen, überall, wo die Verhältnisse nicht zu einfach liegen.

Bei der gewaltigen Ausdehnung des Kriegsschauplatzes mangelt es an weit entlegenen Punkten oft an Stoffen, an denen im Inlande und anderen Teilen der Front Überfluß herrscht. So sind Brennstoffe nicht überall in ausreichender Menge vorhanden. In Belgien und Frankreich kennt man zwar keinen Mangel daran, und auch im waldreichen Osten gibt es genug Brennmaterial, im holzarmen südlichen Balkan und den türkischen Kriegsschauplätzen sind Brennstoffe aber oft kaum für die Feldküchen in genügender Menge vorhanden. Und doch birgt die Erde dort vielfach Braunkohlen, die nur abgebaut zu werden brauchen. Der Geologe zeigt dort die Angriffspunkte, an denen am leichtesten und schnellsten die für die Truppen und den Betrieb der Eisenbahnen erforderlichen Mengen zu gewinnen sind.

Daß die Versorgung des eigenen Landes mit mineralischen Rohstoffen — als Ersatz für die durch die Blockade zurückgehaltenen — zahlreiche Geologen beschäftigt, ist nicht anders zu erwarten. Nicht nur die Nutzbarmachung der Vorräte der besetzten Gebiete, sondern

auch die Aufschließung von Lagerstätten im eigenen Lande, die in Zeiten schlechterer Konjunktur unbeachtet waren, ist Aufgabe der Geologen. Es würde hier zu weit führen, im einzelnen zu besprechen, was die Geologie hierin bereits geleistet hat; ebenbürtig steht sie hierin neben der Chemie.

Nach all diesen Aufgaben bleibt der Kriegsgeologie aber noch eine andere, nicht minder wichtige. Wird dieser Krieg der letzte sein? Gewiß nicht! Wir können nicht wissen, wie bald uns Rachsucht, Haß und Neid unserer Feinde wieder das Schwert zum Schutze von Heimat und Herd in die Hand zwingt. Ist es da nicht wahrscheinlich, daß die Schlachten wieder auf denselben blutgetränkten Gefilden ausgekämpft werden, in denen seit Jahrtausenden die Kriegsfurie zu Haus ist? Noch weiß niemand, was von den besetzten Gebieten dauernd in unseren Händen bleiben wird. Für das aber, das nicht unser bleibt, wird die Gelegenheit, uns über den Bau und die natürlichen Bodenschätze dieses Gebietes ungestört unterrichten zu können, nie so günstig wiederkommen, wie jetzt. Eine solche unwiderbringliche Gelegenheit darf nicht unbenutzt vorübergehen; an unseren Nachkommen würden sich die Folgen einer solchen Unterlassung sonst bitter rächen.

Kriegsgeologische Aufnahmen der besetzten Gebiete nach Art der geologischen Landesaufnahmen sind daher unbedingt erforderlich. Sie würden uns später bei Bearbeitung der Kriegspläne sehr von Nutzen sein, sie würden uns die Bodenschätze unserer Gegner und deren wirtschaftliche Bedeutung enthüllen; die schwachen Stellen in den Zugangswegen zum Aufmarschgebiet des Feindes sind dabei festzulegen, um später Angriffspunkte zu haben, den Aufmarsch zu stören. Kriegsgeologische Aufnahmen wenigstens aller wichtigen Teile des Kampfgebietes muß daher auf dem Arbeitsplan der Kriegsgeologen einen besonderen Platz einnehmen.

Zur Diskussion spricht Herr Krusch.

Herr E. WERTH spricht **zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffe bei Weimar.** (Mit Lichtbildern.)*)

Zur Diskussion spricht Herr Jentzsch.

v. w. o.

Hennig. Krusch. Bärtling.

---

*) Der Bericht darüber wird im nächsten Monatsbericht erscheinen.

Briefliche Mitteilungen.

7. Über die angebliche Umwandlung von Andalusit in Disthen in den Hornfelsen des Schürrkopfes bei Gaggenau in Baden.

Von Herrn G. KLEMM.

Darmstadt, den 5. Juni 1916.

Im 59. Bande dieser Zeitschrift (S. 131—214) hat H. EISELE eine ausführliche Untersuchung über „Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granit-Massiv“ veröffentlicht.

Er hat darin nachgewiesen, daß die vermutlich altpaläozoischen Sedimente jener Gegend durch den im Murgtale, oberhalb von Gernsbach an, und bei Baden-Baden aufgeschlossenen Granit eine Umwandlung erfahren haben, deren Stärke mit der Annäherung an den Granit zunimmt, so daß sich ein Übergang aus den normalen Schiefern durch eine Zone der Knoten- und Hornschiefer in typische Hornfelse verfolgen läßt. Unter letzteren finden sich — besonders am Schürrkopfe westlich von Gaggenau — neben echten Andalusithornfelsen und Andalusitglimmerschiefern auch disthenreiche Hornfelse und solche, in denen Andalusit und Disthen nebeneinander vorkommen.

Über das Auftreten des Disthens sagt EISELE auf S. 193 seiner Arbeit: „Disthen stimmt nun zwar in chemischer Hinsicht mit Andalusit überein, insofern beiden die empirische Zusammensetzung (SiO_5Al_2) zukommt. Trotzdem ist er für die Kontakthornfelse ein fremdartiger Bestandteil, dagegen für dynamometamorphe kristalline Schiefer sehr charakteristisch, was nach BECKE durch das kleinere Molekularvolumen gegenüber Andalusit erklärt wird. Da alle hier beschriebenen Hornfelse mehr oder weniger intensive

nachträgliche mechanische Beeinflussung durch Druck erkennen lassen, auch ganz beträchtlich unser vorliegendes Gestein, so erscheint es uns geradezu naheliegend, hier den Disthen nachträglich aus Andalusit hervorgegangen ansehen zu sollen."

Weiterhin sagt er bei der Zusammenstellung der Resultate auf S. 212: „Die Deutung der Gesteine ist dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive dynamische Beeinflussungen stattgefunden haben. Es lassen sich zwei Druckperioden unterscheiden, und zwar eine frühere, präkontaktmetamorphe Pressung, die mit der Auffaltung des Übergangsgebirges zusammenfällt, und eine spätere, postkontaktmetamorphe Pressung, die hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen ist und auch in Beeinflussungen der Granite sich bekundet. . . . In Gesteinen der äußeren und inneren Zone des Kontakthofes ist diese dynamometamorphe Beeinflussung durch die später erfolgte Kontaktmetamorphose verwischt. Der postkontaktmetamorphen Pressung verdanken die hochkristallinen Gesteine meistens nicht nur die fast allgemeine schieferige Textur, sondern auch z. T. eine spezifische Beeinflussung der mineralischen Zusammensetzung. So wandelte sich der für kontaktmetamorphe Gesteine so typische Andalusit anscheinend unter dem Einflusse des Gebirgsdruckes in den bestandsfähigeren Disthen um." Und auf S. 202: „In bezug auf die Fältelung der Glimmerzüge muß gesagt werden, daß gebogene Muskovitblättchen mit wandernder Auslöschung nicht selten sind, ebenso undulös auslöschende Quarzkörner, daß aber die Struktur, wie sie durch Kontaktmetamorphose bedingt wurde, frisch und unverwischt erscheint, die Muskovitblätter außerdem doch meist in gegenwärtiger Lagerung als Kontaktmaterial sich bildeten, so daß wir die lamellare Faltung der Glimmerzüge in eine Zeit verlegen müssen, in der Gebirgsdruck mit Kontakt zusammenwirkte und ersterer über die Wirkungsperiode des Kontaktes hinaus noch andauerte."

Der Anschauung Eiseles, daß die Struktur der in Rede stehenden Gesteine durch einen noch nach Abschluß der Kontaktmetamorphose wirkenden Gebirgsdruck wesentlich beeinflußt, und daß etwa eine Umwandlung des Andalusites in Disthen durch solchen postkontaktmetamorphen Druck bedingt bewirkt worden sei, kann sich der Verfasser auf Grund seiner Be-

obachtungen an den Hornfelsen von Gaggenau nicht anschließen, sondern er muß eine gleichzeitige Entstehung von Andalusit und Disthen in denselben aus folgenden Gründen annehmen:

Die kontaktmetamorphen Hornfelse des Schürrkopfes und seiner Umgebungen bilden eine Schichtenfolge von Gesteinen, die in innigster Wechsellagerung stehen und durch zahllose Übergänge untereinander verbunden sind, wie man dies an den von Eisele genannten natürlichen und künstlichen Aufschlüssen gut verfolgen kann. Es wechseln Hornfelse, die nur Disthen enthalten, mit solchen ab, die nur Andalusit, und außerdem mit solchen, die keines jener beiden Mineralien führen. Die Schieferungsflächen aller dieser Gesteine sind die Flächen der ursprünglichen Schichtung, wovon man sich leicht an Querschliffen überzeugen kann.

Wie Eisele selbst hervorhebt, ist eine nicht selten zu beobachtende Fältelung offenbar eine primäre, während der Umkristallisation der betreffenden Gesteine entstandene Erscheinung, da die Glimmerlamellen nirgends solche Zerreißungen erkennen lassen, wie sie für kataklastisch deformierte Gesteine charakteristisch sind. Nicht selten sieht man, daß einzelne ganz intakte Glimmerblättchen die gefältelten Lagen quer durchsetzen, was unmöglich der Fall sein könnte, wenn die Fältelung nach Auskristallisierung des Glimmers entstanden wäre. Übrigens muß man sich doch fragen, ob überhaupt während der Umwandlung der fraglichen Schiefergesteine noch ein starker Druck auf sie eingewirkt hat, und ob nicht vielmehr die Fältelung der Glimmer darauf zurückzuführen ist, daß sie eben in solchen Schichten entstanden, die bei der Aufrichtung des alten Gebirges noch vor oder gleichzeitig mit der Einwirkung des Granites gefaltet worden waren. Denn die Disthene sind zum Teil divergentstrahlig angeordnet, ebenso die Andalusite und, wie schon erwähnt, auch ein Teil der Glimmer, was doch darauf hindeutet, daß bei ihrer Entstehung eben kein starker Druck gewirkt haben kann, da sie sonst alle parallel gelagert sein müßten. Und gerade für Gesteine aus Eruptivgesteinskontakthöfen ist ja die wirre, büschelförmige Anordnung der typischen Kontaktmineralien überaus charakteristisch, die eben mit der Annahme übereinstimmt, daß die Bildung der Kontakthöfe sich ohne Mitwirkung von Gebirgsdruck vollzogen hat.

Daß der Disthen kein späteres Umwandlungsprodukt des Andalusites sein kann, geht schon daraus hervor, daß bei Gaggenau in engster Wechsellagerung mit sehr disthenreichen Gesteinen auch solche Schichten auftreten, die nur Andalusit, aber keinen Disthen führen, und andere, in denen sowohl Andalusit als auch Disthen enthalten sind. Dasselbe zeigt ferner auch die Art und Weise, in der die Disthene mit den anderen Gemengteilen, besonders mit dem Andalusit verwachsen sind.

Die Lagerungsverhältnisse unserer metamorphen Schiefer mit ihrer vielfach wiederholten Wechsellagerung lassen nur die Annahme zu, daß alle diese Gesteine während ihrer Umwandlung unter völlig gleichen physikalischen Bedingungen standen. Da, wie wir oben sahen, die Struktur der Schiefer die Annahme eines während ihrer Umbildung wirksamen Gebirgsdruckes ausschließt, und da, wenn doch etwa während jener Zeit ein solcher vorhanden gewesen wäre, er auf die Gesamtheit der Schichten in völlig gleicher Art eingewirkt haben müßte, so ist es nicht angängig, in der einen Schicht die Entstehung von Disthen durch Druck aus Andalusit anzunehmen, der in den hangenden oder liegenden Schichten völlig unbeeinflußt geblieben sein soll. Wir dürfen daher nicht die Ausbildung der Verbindung Al_2SiO_5 bald als Andalusit bald als Disthen verschiedenen Druckverhältnissen zuschreiben, sondern müssen gestehen, daß wir die Ursachen für diese verschiedenartige Ausbildung einer Substanz in einem und demselben Gestein nicht kennen. Es läßt sich nur die Vermutung aussprechen, daß ursprüngliche chemische oder mineralische Verschiedenheiten der einzelnen Schichten vorhanden waren, welche ihr verschiedenartiges Verhalten bei der Umwandlung bedingten.

Die ganze Ausbildungsweise des Disthens ist zum großen Teil eine andere als die des Andalusites, da ersterer mehrfach in Individuen von solcher Breite auftritt, wie sie die Andalusite der Schiefer vom Schürrkopf nie erreichen. Disthenkörnchen finden sich als Einschlüsse in völlig normal ausgebildeten Glimmerblättchen oder Quarzkörnern, und nicht selten sieht man Disthensäulen durch mehrere Quarze hindurchsetzen. Wäre der Disthen erst später aus Andalusit hervorgegangen, so hätte jene Erscheinung nur durch eine nochmalige vollständige Umkristallisation aller dortigen Andalusit führenden

Gesteine bewirkt werden können. Dagegen aber spricht erstens deren ganze Struktur, die völlig mit derjenigen der anderen Schiefergesteine jener Gegend übereinstimmt, zweitens aber das Nebeneinandervorkommen von Andalusit und Disthen in einem und demselben Gesteine. EISELE selbst hebt auf S. 198 hervor: „Der Übergang", nämlich von Andalusit in Disthen, „erfolgt nicht allmählich, sondern, etwa durch einen Spaltriß oder Spaltraum getrennt, ohne Vermittlung." Wäre der Disthen ein Umwandlungsprodukt des Andalusites, so könnte man doch erwarten, in den „Andalusitresten" die Anfänge der Umwandlung in Form feinster Disthenfasern zu sehen.

Daß die Schieferhornfelse des Schürrkopfes und seiner Umgebung nach ihrer Umwandlung noch von Gebirgsdruck betroffen worden sind, soll durchaus nicht bestritten werden. Aber dieser hat sich immer nur auf ganz lokale Einwirkungen beschränkt. Man bemerkt wohl nicht selten gestreifte Rutschflächen, längs deren das Gestein gewöhnlich stärker verwittert ist, aber schon in geringer Entfernung von diesen Flächen ist Kataklase im Gestein nicht mehr sicher nachzuweisen. Denn die undulöse Auslöschung mancher Quarze und Andalusite, übrigens auch mancher Disthene, kann auch auf Spannungserscheinungen aus anderen Ursachen zurückgeführt werden. Kataklastische Erscheinungen am Disthen würden aber doch nur beweisen, daß er schon da war, als die Gebirgsbewegungen einsetzten, welche die Rutschflächen erzeugten, nach EISELES Meinung aber auch den Disthen erzeugt haben sollen. Jedenfalls muß die Ansicht, daß die oft breitstengeligen und durchaus einheitlich auslöschenden Disthene bei kataklastischen Vorgängen erzeugt worden sein sollen, durchaus zurückgewiesen werden. Auch mit den Lehren der Dynamometamorphose steht EISELES Ansicht in Widerspruch. Denn diese sehen den Disthen als ein für die mittlere Zone der kristallinen Schiefer typisches Mineral an, während sie die eigentlichen Kataklas-Gesteine in die oberste Zone stellen.

Ein Analogon zu dem Zusammenvorkommen von Andalusit und Disthen dürfte dasjenige von Andalusit und Sillimanit bilden, welcher letztere ja bei gleicher empirischer Zusammensetzung ein niedrigeres Molekularvolumen als Andalusit und ein höheres als Disthen besitzt. Über das gleichzeitige Auftreten von Andalusit und Sillimanit

sagt Rosenbusch (Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, 4. Aufl. II. S. 133): „Sillimanit kommt in den Andalusithornfelsen nur spärlich vor und fehlt meist ganz", dagegen S. 137: „In den kontaktmetamorphen Gesteinen findet sich Sillimanit, soweit sie aus Tonschiefer hervorgingen, nur selten neben Andalusit und besonders dann, wenn auch Kordierit sich reichlicher bildete, wie bei Barr und Andlau in den Vogesen." Aus dieser Gegend hat er ihn übrigens in seiner Beschreibung der Kontaktzone der Steiger Schiefer[1]) nicht erwähnt. Vielleicht könnte man aber die auf S. 219 jener Arbeit besprochene „faserige Umbildung" des Andalusites wenigstens teilweise auf eine Verwachsung von Andalusit und Sillimanit beziehen.

In einem Dünnschliffe eines vom Verfasser selbst am Westende von Hohwald gesammelten Andalusithornfelses findet sich ausgezeichnet frischer Andalusit von Sillimanitnädelchen öfters so durchwachsen, daß sie aus dem Andalusit in benachbarte Gemengteile, z. B. Quarz, hineinragen. Jede Spur von Druckwirkungen fehlt in diesem Gestein, in welchem Andalusit und Sillimanit ganz unzweifelhaft primäre, gleichzeitig oder doch fast gleichzeitig gebildete Gemengteile sind. Auch in den korundführenden Hornfelsen von Laudenau und Kleingumpen im Odenwalde (vgl. Notizblatt d. V. f. Erdkunde u. d. geol. L. A. zu Darmstadt, V. Folge, Heft 1) treten Andalusit und Sillimanit als zweifellos ursprüngliche Gemengteile nebeneinander auf.

In diesen Gesteinen kann also unmöglich verschiedener Druck die Ursache des Nebeneinandervorkommens zweier verschiedener Ausbildungsformen des Silikates Al_2SiO_5 mit verschieden großen Molekularvolumen sein, sondern dasselbe muß andere, vorläufig noch unbekannte Ursachen haben.

Verwachsungen von Andalusit und Disthen, die zumeist als dynamometamorphe Umwandlungsvorgänge am Andalusit gedeutet worden sind, werden erwähnt von Lisens[2]), vom Scheibbüchel im Langtaufterertal[3]) und vom Pitztal[4]) in Tirol

[1]) Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Bd. I.

[2]) Roth: Diese Zeitschrift 1855.

[3]) Liebener und Hubert: Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1851.

[4]) Haefele: Zeitschr. f. Kristallographie 23, 1894.

sowie vom Flüela- und Scaletta-Gebiet[5]) in Graubünden. Für das Vorkommen vom Pitztal hat HÄFELE ursprüngliche Verwachsung angenommen.

Dem Verfasser stand zur Zeit von diesen Tiroler und Schweizer Vorkommen nur ein wenig Material von Lisens zur Verfügung, an dem keine Spur von Disthen zu finden war.

Jedenfalls glaubt er, durch die obigen Ausführungen den Beweis dafür erbracht zu haben, daß in den Gaggenauer Hornfelsen der Disthen nicht durch dynamometamorphe Vorgänge aus dem Andalusit gebildet, sondern daß er mit ihm gleichzeitig durch Kontaktmetamorphose entstanden ist. Dieser Nachweis aber dürfte wohl geeignet sein, die Richtigkeit der vom Verfasser vertretenen Anschauung[6]) von der kontaktmetamorphen Entstehung der disthenführenden Schiefer des Gotthardgebietes und der Tessiner Alpen zu bekräftigen.

---

8. Über das örtlich beschränkte Vorkommen diluvialer Cenoman-Geschiebe.

Von Herrn ALFRED JENTZSCH.

Berlin, den 24. Juni 1916.

Seitdem vor mehr als vierzig Jahren DAMES[1]) das erste Cenoman-Geschiebe aus der Gegend von Bromberg beschrieb und ich bald nachher die weite Verbreitung gleicher Geschiebe mit gleicher Fauna für West- und Ostpreußen nachwies, sind alle Forscher sich einig gewesen, daß das Ursprungsgebiet jener Geschiebe in diesen Provinzen oder benachbarten Teilen der Ostsee anstehen müsse. Die durch DAMES, KIESOW und NÖTLING beschriebene Fauna dieser Geschiebe bot somit die bisher einzigen Nachweise für ein Anstehendes in der Ostdeutschen Transgression des Cenoman-

---

[5]) GRAMMANN: Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich. **44**, 1899.

[6]) Berichte über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissenschaften. Physikalisch-mathematische Klasse. 1904—1907.

[1]) DAMES: Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1873. **25**, S. 66—70.

Meeres. Dieses Meer muß nordwärts bis zur jetzigen Ostsee und bis zum Breitengrade von Tilsit gereicht haben: denn so weit nördlich sind gleiche Geschiebe gefunden; es muß aber auch landeinwärts und südlich bis jenseits des 53. Grades nördlicher Breite gereicht haben: denn unter 52° 51' 48" N. Br. und 35° 11' 15" liegt in der Provinz Posen die fiskalische Tiefbohrung Sieletz, in deren Bohrkernen ich die gleiche Fauna mit den Leitformen *Lingula Krausei* und *Serpula Damesi*, bedeckt von mächtigen Turonpläner, bei 653—657 m Bohrtiefe, mithin 555—559 m unter dem heutigen Meeresspiegel nachwies[2]. Dagegen scheint in der Mitte der Provinz Ostpreußen das Cenoman zu fehlen, da nach P. G. KRAUSES ausführlicher Beschreibung des Heilsberger Bohrprofils[3]) dort Emscher auf Kimmeridge liegt.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes der diluvialen Cenoman-Geschiebe ist es nun bemerkenswert, daß unter den hauptsächlich nach dem Inhalte der Königsberger und Danziger Museen durch NÖTLING[4]) aufgezählten Fundorten sich einzelne Gegenden durch eine relative Häufigkeit auszeichnen, während andere, dazwischen gelegene, gut durchforschte Teile des allgemeinen Verbreitungsgebietes gar keine oder nur ganz vereinzelte Funde aufweisen. Verhältnismäßig häufig sind in Westpreußen, beispielsweise in der Gegend von Danzig und Pr.-Stargard, die Funde, ebenso bei Marienwerder. Während ich dort vor Jahren zahlreiche Cenomangeschiebe fand und sammelte, fand ich bei meinen Kartierungen im südlichen Westpreußen und in verschiedenen Teilen der Provinz Posen meist gar keine, in selteneren Ausnahmefällen ganz vereinzelte Cenomangeschiebe. Daß dies nicht psychologisch durch verminderte Aufmerksamkeit zu erklären ist, geht daraus hervor, daß, als ich etwa 30 Jahre nach Abschluß meiner Kartierung des Blattes Marienwerder im Mai 1914 für kurze Zeit dorthin zurückkehrte, ich in der Kiesgrube bei Bäckermühle, einem alten Fundort, nach wenigen Minuten Sammelns

---

[2]) JENTZSCH: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F., Heft 72, S. 1—48, speziell S. 38—39.

[3]) P. G. KRAUSE: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Landesanst. 1908. I, S. 185—326.

[4]) NÖTLING. Die Fauna der baltischen Cenomangeschiebe, in DAMES u. KAYSER. Palaeontolog. Abhandl. Bd. II. Heft 4, S. 1—52. Berlin 1885.

zwei Exemplare der *Serpula Damesi* Nötl., mithin zwei gesonderte Cenoman-Geschiebe fand.

In gleicher Weise sind bekanntlich auch bestimmte Geschiebe anderen Alters an gewissen Punkten besonders häufig, was bei Studien über Bewegungsrichtungen des Eises wie über den anstehenden Untergrund der nördlichen Herkunftsgegenden von Interesse sein dürfte.

---

9. Zum Gedächtnis von Adolf Karl Remelé.

Mit Adolf Remelé, der am 16. November v. J. im 76. Lebensjahre verstorben ist, ist eines der ältesten Mitglieder unserer Gesellschaft und zugleich der letzte jener rheinischen Geologengruppe, der van Calker, Laspeyres, Lasaulx, Vogelsang und Zirkel zugehörten, heimgegangen. Der jungen Generation von Geologen ist Remelé kaum mehr persönlich bekannt geworden, da er in dem letzten Jahrzehnt nicht mehr unsere Sitzungen und Versammlungen besuchte, während er früher längere Zeit hindurch daran regen Anteil nahm.

Er war zu Ürdingen a. Rhein am 17. Juli 1839 geboren, besuchte das Gymnasium in Emmerich und trat im Herbst 1857 in die preußische Berglaufbahn ein. Nach Beendigung zweier praktischer Jahre im Siegener und Dürener Bergamtsbezirk studierte er in Bonn, Paris (École des Mines), wo er 1862 die Berg- und Hütteningenieur-Prüfung bestand, und sodann in Berlin. Im Winterhalbjahr 1863/64 war er wieder in Paris im Privatlaboratorium von Prof. Rivot mit eigenen wissenschaftlichen Untersuchungen beschäftigt und promovierte sodann in Berlin am 23. Juli 1864 mit einer Arbeit über das Uran-Rot zum Dr. phil. Nach weiteren 2 Jahren wissenschaftlicher Vorarbeiten habilitierte er sich am 1. Dezember 1866 als Privatdozent für anorganische Chemie und Mineralanalyse an der Berliner Universität. Er hielt außerdem auch an der Bergakademie Vorlesungen.

Am 1. Oktober 1868 wurde er zum Nachfolger von Lothar Meyer in der damals noch weit umfassenden Professur für anorganische Naturwissenschaften an der Forstakademie Eberswalde ernannt, der er auch bis zu seinem

Lebensende, zum Schlusse noch als Professor honorarius, angehörte. Nachdem 1874 die Physik von dieser Professur abgezweigt war, blieb noch die Chemie, Mineralogie und Geologie bis zu Remelés Rücktritt darin vereinigt. Erst dann trat mit der Neubesetzung eine Teilung ein.

Von der anorganischen und Mineralchemie kam Remelé dann später wieder in sein ursprüngliches geologisches Fahrwasser durch die Beschäftigung mit den in der Umgebung von Eberswalde früher so massenhaft und in so reicher Mannigfaltigkeit vorkommenden nordischen Diluvialgeschieben. Seit der Mitte der siebziger Jahre begann er damit. Durch unermüdliches Sammeln brachte er schon im Laufe weniger Jahre eine sehr ansehnliche Sammlung besonders von Sedimentärgeschieben zusammen, die ständig wuchs und durch den Ankauf mehrerer größerer Privatsammlungen (Behm, Kirchner) noch eine weitere wertvolle Ausgestaltung erfuhr. Dazu kam, daß Remelé mit besonderer Liebe und Sorgfalt und meisterhafter Geschicklichkeit die Fossilien herauszuarbeiten verstand, so daß die Eberswalder Sammlung sowohl was den Umfang wie die Schönheit der Stücke betraf, bald eine der ersten auf diesem Gebiete wurde.

Es fielen diese Bestrebungen Remelés damals gerade in eine für solche Geschiebestudien sehr angeregte Zeit. Der außerordentliche Aufschwung, den die Paläontologie und Stratigraphie nahm, hatte die Blicke von neuem auf diese schier unerschöpfliche Fundgrube gut erhaltener Fossilien der verschiedensten Formationen in den Geschieben gelenkt. Besonders als Torells Inlandeis-Theorie ihren glänzenden Siegeszug antrat, da erhielten die Geschiebe noch eine weitere Bedeutung. Die Untersuchungen über die Herkunft der einzelnen Geschiebearten aus dem Norden und ihre Verteilung über Norddeutschland lieferte wichtige Bausteine zum Ausbau dieser Theorie. Eine Fülle neuer Fossilformen des skandinavisch-baltischen Paläozoikums wurden zuerst aus den Geschieben bekannt, wie auch die stratigraphische Gliederung des schwedisch-baltischen Silurs durch die Untersuchung der Geschiebe eine bedeutende Förderung erfuhr. Hier hat Remelé mit seinen Arbeiten einen ebenso wesentlichen wie verdienstlichen Anteil gehabt.

Männer wie Ferd. Römer, Beyrich und Dames hatten mit reichem Erfolg dies Sondergebiet erschürft. Namentlich die beiden letztgenannten waren es, an denen Remelé zu-

nächst eine Stütze seiner Bestrebungen und Untersuchungen fand. Ein reger Briefwechsel mit allen den bekannten Forschern auf diesem Gebiete entspann sich und die Eberswalder Sammlung wurde von zahlreichen inländischen wie ausländischen Fachgenossen aufgesucht und zu Rate gezogen.

Der häufigste Besucher, mit dem REMELÉ auch enger befreundet war, war FRIEDRICH SCHMIDT von der Petersburger Akademie. Er kam bei seiner jährlichen Reise nach Deutschland fast regelmäßig nach Eberswalde und hat hier in der Geschiebesammlung manches wertvolle Stück zu seinem großen Werk über die baltischen Silur-Trilobiten gefunden.

Auch die überaus beifällige Anerkennung, die eine auf dem Berliner Internationalen Geologenkongreß ausgestellte Auswahl dieser Geschiebesammlung allseitig fand, war ein wohlverdienter Lohn für REMELÉS rastlose Arbeit daran.

Durch Studienreisen, die REMELÉ nach Seeland, Bornholm, Schweden und den deutschen Ostseeprovinzen unternahm, legte er den Grund zu einer Sammlung vortrefflichen Vergleichsmaterials aus den Heimatsgebieten der Geschiebe.

In zahlreichen kleineren und größeren Beiträgen, die fast ausschließlich in der Zeitschrift unserer Gesellschaft erschienen sind, hat REMELÉ eine Fülle sorgfältiger Beobachtungen veröffentlicht. Eine ganze Anzahl der verschiedensten schwedischen Vorkommen wies er zumeist an den märkischen Geschieben nach und beschrieb eine Reihe neuer Tierformen daraus.

Ein groß angelegtes Werk „Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe des norddeutschen Flachlandes“ sollte in einer Reihe von Lieferungen gewissermaßen eine erschöpfende Lethaea erratica werden. Leider ist es nicht über zwei (Nr. 1 und 3) Lieferungen hinausgekommen. Die erste gab eine sehr wertvolle Übersicht über das schwedische Kambrium und Untersilur, die andere eine schöne Arbeit über untersilurische gekrümmte Cephalopoden.

Dem Unter-Silur und Kambrium galten auch REMELÉS spätere Untersuchungen hauptsächlich. Daneben aber beschäftigten ihn auch die Devon-, Kreide- und Tertiär-Geschiebe (so wies er das Vorkommen einer Scholle von Bernstein-Erde im Eberswalder Diluvium nach) wie endlich auch die Silikat-Gesteine. Auch das Vorkommen diluvialer Wirbeltiere in den Eberswalder Kiesen war Gegenstand seiner Untersuchungen.

Diese Geschiebestudien setzten Remelé z. B. in den Stand, die einzelnen Stufen des Untersilurs von Öland aus den Geschieben richtig herauszuschälen, wie ihm Dames anerkennend nach der Rückkehr von einer Öland-Fahrt schreibt.

Die in den achtziger Jahren von Berendt in der Uckermark betriebenen Untersuchungen über den klassischen sog. baltischen Endmoränengürtel beschäftigten auch Remelé eifrig.

Mit dem Jahre 1893 fanden Remelés Veröffentlichungen in unserer Zeitschrift ein Ende. Die Entdeckung der unsichtbaren Strahlen durch Röntgen hatte ihn mächtig gepackt und so knüpfte er an seine Erstlingsarbeit über das Uran-Rot wieder an und beschäftigte sich in der Folge vorwiegend mit Untersuchungen über unsichtbare Strahlen, worüber er noch ein paar kleinere Mitteilungen veröffentlicht hat.

Eine seit langem vollendete Niederschrift über Brachiopoden des Fenestellen-Kalkes ist leider bisher nicht aufzufinden gewesen.

Remelé vereinigte in sich eine scharfe Beobachtungsgabe und einen feinen Formensinn; sie offenbarten die künstlerische Ader in ihm, die für den rechten Paläontologen unerläßlich ist. Diese fand auch in der Pflege der Musik bei ihm einen weiteren Ausdruck. Aus ihr entsprang auch die liebevolle Sorgfalt, die er allen Abbildungen und Tafeln zu seinen Arbeiten stets zuteil werden ließ. Obwohl er selbst als sehr erfahrener Photograph zahlreiche treffliche Aufnahmen von den Geschiebefossilien hergestellt hatte, so empfand er doch mit feinem künstlerischen Verständnis viel zu sehr das unzureichende der reinen photographischen Wiedergabe der meisten Objekte in wissenschaftlichen Arbeiten, wie sie leider so häufig kritiklos angewandt wird. Remelé betrachtete die Lichtbilder nur als Beigaben zur Unterstützung des zeichnenden Künstlers, um ihm die Idee des betreffenden Gegenstandes leichter zu entwickeln.

Er konnte sich recht drastisch über die Bequemlichkeit mancher Autoren ausdrücken, die ihrer Pflicht, die Anschauung der beschriebenen Gegenstände dem Leser zu vermitteln, so häufig in ganz ungeeigneten, rein photographisch hergestellten, wertlosen Tafeln genügt zu haben glauben. Mit echt niederdeutscher Gründlichkeit, die sich in allen seinen Arbeiten zeigt, war Remelé stets bestrebt,

sie äußerlich wie innerlich so vollkommen wie möglich zu gestalten. Nicht eher als bis sie ganz ausgereift, sozusagen bis auf den letzten i-Punkt fertig waren, gab er seine Arbeiten zum Druck, ein Verfahren, das zum Schaden der Wissenschaft bei manchen „modernen" Autoren für unzeitgemäß gilt.

Als Mensch und Forscher gehörte Remelé nicht zu den bequem umgänglichen Naturen. Er war ein Feuergeist, der mit zäher Energie das vorgesteckte Ziel im Auge behielt und unbekümmert um Schwierigkeiten verfolgte. Die besinnliche, ruhige und stetige niederdeutsche Art war durch einen Einschlag französischen Blutes temperamentvoller geworden, und beide Seiten stritten wohl nicht selten bei ihm um die Oberherrschaft. Seine knorrige, aufrechte Art, die durch dieses Temperament beeinflußt wurde, nahm kein Blatt vor den Mund und machte den Verkehr mit ihm nicht immer leicht. Sie erschwerten dem Fernerstehenden eine richtige Würdigung seiner Persönlichkeit. Als akademischer Lehrer erfreute er sich großer Beliebtheit. Seinen Experimental-Vorlesungen wie seinen geologischen Exkursionen widmete er ebenfalls eine bis ins kleinste gehende Sorgfalt in der Vorbereitung und Durchführung.

Der Wert und die Bedeutung seiner zahlreichen Arbeiten für die Kenntnis des norddeutschen Diluviums sichern ihm als feinsinnigen Spezialkenner der ganzen Geschiebeforschung, dessen Autorität im Inlande wie Auslande gebührende Anerkennung fand, einen Ehrenplatz in der Geschichte dieses Wissenszweiges.

Verzeichnis der Schriften.

1864. De rubro uranico. I. D. Berlin.

1866. Handbuch der analytischen Mineralchemie. 3 Bde. Deutsche Übersetzung und Bearbeitung von Rivots: Traité d'analyse des substances minérales. Paris und Leipzig. 1863. 1866.

1873. Übersicht der Hauptgesteinsarten des K. Preuß. Staatsgebietes. Berlin (Springer).

1874. Über Kalkspath von Andreasberg. Diese Zeitschr.. Bd. 26. S. 216 P.

1875. Über einen fossilen Säugetierknochen im Löß des Annaberges in Oberschlesien.
(Ebenda Bd. 27, S. 479, P.)

Über Diluvialvorkommnisse bei Hegermühle.
(Ebenda S. 481, P.)

Über eine diluviale Bernstein-führende Schicht und über Säugetierreste bei Neustadt-Eberswalde.
(Ebenda S. 710, P.)

1876. Geschiebe aus der Gegend von Neustadt-Eberswalde.
(Ebenda Bd. 28, S. 424, P.)
Säugetierreste aus der Gegend von Neustadt-Eberswalde.
(Ebenda S. 428, P.)
Über die Fauna des Septarientons bei Joachimsthal.
(Ebenda S. 429, P.)

1880. Über ein Geschiebe mit Paradoxides-Resten.
(Ebenda Bd. 32, S. 219, P.)
Über Basaltgeschiebe der Gegend von Eberswalde.
(Ebenda S. 424, B.)
Über neue Lituiten aus norddeutschen Diluvialgeschieben.
(Ebenda S. 432, P.)
Über die Basalte oder basaltähnlichen Geschiebe der Eberswalder Gegend.
(Ebenda S. 638, B.)
Über untersilurische Geschiebe von Eberswalde mit Paläonautilus.
(Ebenda S. 640, P.)
Über Kalksteingeschiebe aus der Zone der Wesenbergschen Schicht.
(Ebenda S. 643, P.)
Über Geschiebe von untersilurischem Fenestellenkalk oder Leptaenakalk.
(Ebenda S. 645, P.)
Über Geschiebe vom Alter des Sadewitzer Kalkes.
(Ebenda S. 648, P.)
Über *Nileus Volborthi* aus einem Geschiebe des Vaginatenkalks von Eberswalde.
(Ebenda S. 650, P.)
Über *Cervus megaceros* aus dem Diluvium von Hohen-Saathen.
(Ebenda S. 650, P.)

1881. Zur Gattung *Paläonautilus*.
(Ebenda Bd. 33. S. 1, A.)
Paradoxides-Gestein Geschiebe von Eberswalde.
(Ebenda S. 181, P.)
Strombolituites, ein neues Subgenus der perfekten Lituiten.
(Ebenda S. 184, P.)
Über einen Stalaktiten aus der libyschen Wüste.
(Ebenda S. 184, P.)

1881. Geognost. Übersichtskarte der Gegend von Eberswalde, Berlin 1881.

1881. *Strombolituites*, eine neue Untergattung der perfekten Lituiten nebst Bemerkungen über die Cephalopoden-Gattung *Ancistroceras* Boll.
(Ebenda S. 187, A.)
Nachträgliche Bemerkungen zu *Strombolituites* m. und *Ancistroceras* Boll.
(Ebenda S. 478, B.)
Über ein Tessini-Gestein Geschiebe von Eberswalde.
(Ebenda S. 491, P.)
Über das Herkommen und die Altersstellung der Geschiebe von glaukonitischem Orthocerenkalk.
(Ebenda S. 492, P.)

Über ein Geschiebe mit *Harpides hospes* Beyr. von Neu-Strelitz.
(Ebenda S. 500, P.)
Über das Vorkommen des schwedischen Ceratopyge-Kalkes unter den norddeutschen Diluvialgeschieben.
(Ebenda S. 695, B.)
Diluvialgeschiebe von Eberswalde.
(Ebenda S. 700, P.)
Cervus tarandus von Eberswalde.
(Ebenda S. 703, P.)

1882. Über einige gekrümmte untersilurische Cephalopoden.
(Ebenda Bd. 34, S. 116, A.)
Über *Rhynchorthoceras*.
(Ebenda S. 201, P.)
Über Geschiebe des Wesenberger Gesteins.
(Ebenda S. 445, P.)
Über *Rhynchorthoceras Angelini* Boll. sp.
(Ebenda S. 650, P.)
Über Fenestellenkalk.
(Ebenda S. 651, P.)

1883. Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe des norddeutschen Flachlandes mit besonderer Berücksichtigung der Mark Brandenburg.
I. Stück. Allgemeine Einleitung nebst Übersicht der älteren baltischen Sedimentgebilde. 1. Lief. Berlin (Springer).
Über Herkommen der Geschiebe von Macrouruskalk und über einige Bornholmer Geschiebe.
(Diese Zeitschr. Bd. 35, S. 206, B.)
Über ein *Paradoxides* führendes Geschiebe von Liebenberg.
(Ebenda S. 871, P.)
Über Kreidegeschiebe bei Eberswalde.
(Ebenda S. 872, P.)

1884. Über *Homalops*, eine neue Phacopiden-Gattung.
(Ebenda Bd. 36, S. 200, P.)
Über Silurgeschiebe der Mark Brandenburg.
(Ebenda S. 884, P.)

1885. Über paläozoische Geschiebe von Eberswalde.
(Ebenda Bd. 37, S. 221, P.)
Über obersenone Geschiebe von Eberswalde.
(Ebenda S. 550, P.)
Über schwedischen Cystideenkalk als märkisches Geschiebe.
(Ebenda S. 813, P.)
Bemerkungen über die geologische Stellung des Joachimsthal-Lieper Geschiebewalles.
(Ebenda S. 1014 und 1031, B. u. P.)
Über zwei neue Trilobitentypen aus untersilurischen Diluvialgeschieben von Eberswalde.
(Ebenda S. 1032, P.)
Katalog der von Prof. Dr. Ad. Remelé beim internat. Geologen-Kongreß zu Berlin im September und Oktober 1885 ausgestellten G e s c h i e b e s a m m l u n g. Berlin, 1885.

886. Über *Trinucleus*-Schiefer als Diluvialgeschiebe.
(Diese Zeitschr. Bd. 38, S. 243, P.)
Über die Systematik der Lituiten.
(Ebenda S. 467, P.)
888. Richtigstellung einer auf die Phacopiden-Spezies *Homalops Altumii* Rem. bezüglichen Angabe.
(Ebenda Bd. 40, S. 586, B.)
Über einige Glossophoren aus Unter-Silur-Geschieben des norddeutschen Diluviums.
(Ebenda S. 666, A.)
889. Einiges über *Euomphalus declivis* Rem. und *Hyolithus inaequistriatus* Rem.
(Geologiska Fören. Stockholm. Förhandl. Nr. 126. Heft 7. S. 429.)
889. Über *Hyolithus inaequistriatus* Rem.
(Diese Zeitschr., Bd. 41. S. 547. B.)
Über einige Glossophoren aus Untersilur-Geschieben des norddeutschen Diluviums.
(Ebenda S. 762. A.)
Über einige märkische Diluvialgeschiebe.
(Ebenda S. 784. P.)
890. Über Pentameren aus den auf Öland zurückzuführenden Geschieben von *Macrourus*-Kalk.
(Ebenda Bd. 42, S. 793. P.)
Untersuchungen über die versteinerungsführenden Diluvialgeschiebe usw.
I. Stück. 3. Lief. Untersilur, gekrümmte Cephalopoden.
893. Über Diluvialgeschiebe aus Ost- und Westpreußen.
(Sitz.-Ber. Phys. Ökonom.-Ges. Königsberg. 34. Jahrg.)
899. Die Glazialerscheinungen des Rüdersdorfer Muschelkalks.
Bei der Exkursion der Deutschen Geol. Ges. 28. 9. 1898. Eberswalde (im Selbstverlag).
910. Über die Diluvialgeschiebe der Mark Brandenburg und speziell über ein pflanzenführendes Geschiebe von Eberswalde aus dem Bornholmer Lias (nur Titel). Referat in „Der Geologe“, Nr. 2, 1910.
(Verhandl. d. Ges. Deutscher Naturforscher usw. zu Königsberg, 1910.)

P. G. Krause.

Neueingänge der Bibliothek.

Häberle, D.: Die Otterberger Sandsteinindustrie. S.-A. aus: Der Steinbruch, 51/52, 1915. Berlin 1915.

— Die wirtschaftlichen und Transportverhältnisse der pfälzischen Steinbruch-Industrie. S.-A. aus: Der Steinbruch 7/8. 1916. Berlin 1916.

Klähn, H.: Die Geologie der Umgebung von Colmar, Nachtrag. Buchdruckerei Decker. Colmar 1914.

— Die Fossilien des Tertiärs zwischen Lauch und Fecht. Buchdruckerei Decker, Colmar 1915.

Koehne, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:25 000, Bl. Ampfing. Nr. 675. München 1916.

— Eine Verwerfung und andere bemerkenswerte Erscheinungen im Niederterrassenschotter bei Pasing. S.-A. aus: Geognostische Jahreshefte 1915, XXVIII. München 1915.

Naumann, E.: Bemerkungen über den Muschelkalk und Keuper auf dem Blatte Rinteln. S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1914, 35. II. 3. Berlin 1915.

de Thierry: Schiffahrt und Hafenbau. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät des Kaisers und Königs in der Aula der Kgl. Technischen Hochschule zu Berlin. Berlin 1916.

Toula, F.: Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March (Dévény-Ujfalu) in Ungarn und seine Mikrofauna. S.-A. aus: Jahrbuch der K. K. Geologischen Reichsanstalt zu Wien 1914, 64, 4. Wien 1915.

— Eine Brunnenbohrung bis etwas über 100 Meter Tiefe in Mödling bei Wien. S.-A. aus: Jahrbuch der Kais. Kgl. Geologischen Reichsanstalt zu Wien 1915. 10 und 11. Wien 1915.

— Tiefbohrung bei Preßburg. S.-A. aus: Jahrbuch der K. K. Geologischen Reichsanstalt zu Wien 1915. 14. Wien 1915.

— Die Lehrkanzeln der naturgeschichtlichen Disziplinen. S.-A. aus: Gedenkschrift „Die K. K. Technische Hochschule in Wien 1815—1915.“

Wegner, U.: Nachruf für Hermann Klaatsch. S.-A. aus: Anatomischer Anzeiger 48. 21/22. 1916. Jena 1916.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 7. **1916.**

Protokoll der Sitzung vom 5. Juli 1916.

Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende macht die traurige Mitteilung, daß das Mitglied, Herr DE LA CROIX-Lichterfelde, im Kampfe für's Vaterland gefallen ist.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Die eingegangenen Schriften werden der Gesellschaft vorgelegt.

Auf Anfrage gibt der Vorsitzende bekannt, daß die geplante Allg. Versammlung in Hannover nicht stattfinden kann, sondern auf die Zeit nach dem Kriege verschoben werden muß.

Herr **OPPENHEIM** sprach über **die Tertiärbildungen von Deutsch-Ostafrika.**

Tertiär ist in Deutsch-Ostafrika seit dem Jahre 1900 bekannt, wo BORNHARDT*) die Aufsehen erregenden Resultate seiner geologischen Durchforschung dieses Gebietes herausgab und unter seinen Mitarbeitern W. WOLFF die Tertiärmaterialien bestimmte. Es wurden damals an Stufen nur ausgeschieden ein mitteleocäner Nummulitenkalk mit zahlreichen großen Nummuliten und Assilinen und eine jüngere Meeresbildung, die für Pliocän angesehen wurde, aus welcher aber schon damals Lepidocyclinen vorlagen. In diesem Rahmen blieben unsere Kenntnisse einige Zeit einge-

*) Zur Oberflächengestalt und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin 1900.

schlossen; doch schon 1907 vermutet WILLIAM ANDERSON im Hinblick auf die Verhältnisse von Madagaskar eine weit reichere Entwicklung des Tertiärs an der ostafrikanischen Küste im Norden von Natal und Zululand[1]). Drei Jahre später, 1910, hat dann E. SCHOLZ[2]) in einer kleinen, aber wichtigen Mitteilung, welcher der Vortragende nicht ganz fern stand, wesentliche Bereicherungen unserer Kenntnisse hinzugefügt. Neben paläontologischen Einzelheiten bestehen diese hauptsächlich in der Ausscheidung von Schichten mit *Nummulites intermedius* D'ARCH., bei welchen es der Verfasser dahingestellt sein läßt, ob es sich hier um typisches Oligocän oder noch um Priabonien handelte. Die Lepidocyclinen führenden Kalke werden ihrerseits als unteres Miocän, als Äquivalente des unteren bis mittleren Aquitanien aufgefaßt. So wesentlich der Fortschritt auch war, den wir dem als Opfer des Weltkrieges dahingegangenen SCHOLZ verdanken, so werden wir doch sehen, daß die Gliederungsmöglichkeiten damit nicht beschränkt sind und daß Deutsch-Ostafrika ein überraschend reiches Profil durch die Tertiärformation darbietet.

Herr HENNIG hat bereits einleitend sehr eingehend die Gründe dargelegt, aus denen das dem Vortragenden übergebene Material meist nur isolierten Vorkommnissen und vereinzelten Ausbissen entstammt, und aus denen eigentliche stratigraphische Profile bisher leider größtenteils fehlen. Der von mir eingeschlagene Weg ist daher ein rein paläontologischer, was ich bei den folgenden Ausführungen im Auge zu behalten bitte.

Wir wenden uns zuerst zu dem Gebiete, aus welchem die meisten Aufsammlungen vorliegen, und welches daher, wenigstens bisher, für uns das wichtigste ist, die Um-

---

1) WILLIAM ANDERSON: On the discovery in Zululand of marine fossiliferous rocks of tertiary age, containing mammalian remains; „Third and final report of the geological survey of Natal and Zululand." London 1907, p. 123:

Of the Tertiary strata, which are present on the east coast to the north of Natal and Zululand, there is, as yet, little or nothing known, except their occurrence, although a considerable amount of work has been done on the palaeontology of the Tertiaries of the neighbouring coast of Madagascar. As they are usually very fossiliferous, there is no room for doubt that eventually, when they have been properly examined, they will prove a most interesting and important series palaeontologically.

2) Vergl. Beiträge zur Kenntnis der deutsch-ostafrikanischen Tertiärablagerungen I, diese Zeitschrift, Bd. 62, Monatsberichte Nr. 4, p. 368—79.

gegend des Hafenplatzes Lindi. Hier bilden die ältesten Tertiärschichten anscheinend den Höhenrücken, welcher in nordöstlichem Streichen den Hafen vom Hinterlande abschneidet. Es ist dies der Kitulo, auf welchem bereits BORNHARDT in einer Tagebuchnotiz Nummulitenkalk eingetragen hatte, eine Beobachtung, deren Richtigkeit er aber später selbst in Zweifel zu ziehen geneigt war. Auf der Höhe des Rückens, und zwar in seinem westlichsten Teile, sind hier recht überraschende Funde gemacht worden. Es tritt hier zuerst ein muschlig brechender, rötlicher Brachiopodenkalk von durchaus mesozoischem Habitus auf. Man ist zuerst geneigt, an dem tertiären Alter der Bildung zu zweifeln; doch finden sich vereinzelt Durchschnitte kleiner bis mittelgroßer Nummuliten in ihr. Die Präparation der in dem harten Gesteine fest eingeschlossenen Brachiopoden ergab unter anderem, daß neben noch nicht bestimmten Terebrateln die bekannte, an ihrer unregelmäßigen Gestalt und der Beschränkung der Rippen auf die Stirnseite leicht zu unterscheidende *Rhynchonella polymorpha* MASSALONGO[3]) vorlag. Diese ist ein Leitfossil für den Spilecco-Horizont Venetiens, in welchem auch petrographisch sehr ähnliche Gesteine auftreten. Der Spilecco-Horizont wird nun allgemein als Untereocän, als Londinien (= Yprésien = Cuisien) aufgefaßt. Ein gleiches Alter müssen also diese Gesteine von der Spitze des Kitulo besitzen. Zu dieser überraschenden Entdeckung von Untereocän vom Alter des Londinien stimmt nun vortrefflich der Fund eines wohlerhaltenen Seeigels aus der gleichen Gegend. Ich vermag diesen nicht von *Conoclypeus Delanouëi* P. DE LORIOL[4]) — einer auf die Libysche Stufe Ägyptens beschränkten Form — zu unterscheiden. Auf die tiergeographische Bedeutung beider Funde wird später zurückzukommen sein. Vor der Hand soll nur die durch sie bewiesene Anwesenheit des Untereocän betont werden und gleichzeitig darauf hingewiesen werden, daß marine Bildungen dieses Alters bekanntlich sowohl im Mittelmeerbecken als im Indischen Ozean zu den größten Seltenheiten gehören. Auf dieses

---

[3]) Schizzo geognostico sulla Valle del Progno o Torrente d'Illasi. Verona 1850, p. 18—19. — DAVIDSON: On Italian tertiary Brachiopoda. Geolog. Magazine, VII, London 1870, p. 461, T. XX, Fig. 14—19.

[4]) Monographie des Échinides contenus dans les couches nummulitiques de l'Égypte. Mém. de la Soc. de Physique et d'Histoire naturelle de Genève. XXVII, 1, 1880, p. 82 Pl. II, Fig. 17.

Untereocän scheinen am Kitulo harte Kalke mit Nummuliten, Alveolinen und anderen Foraminiferen zu folgen, deren Farbe an die des Milchkaffees erinnert. In diesem Horizonte fand sich ferner unter anderen ein Bruchstück einer *Ranina*, welche kaum von *R. marestiana* Koenig zu trennen sein dürfte. Es erinnern diese Schichten petrographisch wie faunistisch an diejenigen des Monte Bolca und Monte Postale in Venetien, dürften daher in das untere Lutétien zu versetzen sein. In der Stadt Lindi selbst am linken Ufer des Lukuledi, wie am Hospitale und an anderen Punkten, steht ein Nummulitenkalk an, der massenhaft und unter Ausschließung aller anderen Formen, den dicken *Nummulites perforatus* Lamk. enthält; wenngleich dieser sporadisch auch schon in früheren Schichten aufzutreten scheint, so möchte ich doch diese Kalke von Lindi, in welchen er ausschließlich dominiert, für jünger halten und in ihnen Äquivalente der Stufe von S.-Giovanni-Ilarione des mittleren bis oberen Lutétien sehen.

Während diese Perforatenkalke — wie erwähnt — am linken Ufer des Lukuledi auftreten, zeigt die rechte Seite des Flusses, auf welcher sich die Plantage Kitunda befindet, eine Zusammensetzung aus nur jüngeren Horizonten. Es ist dies ein Verhalten, welches sich schon deshalb kaum anders als durch eine Querverwerfung erklären läßt, als wenigstens auf diesem rechten Ufer die Schichten annähernd horizontal liegen und nach den Angaben bei Scholz, denen sich Herr Hennig anschließt, ein kontinuierliches Profil darstellen. So liegt an der Basis des Kitundahügels ein recht eigenartiges Gestein, welchem Herr Hennig an Ort und Stelle ursprünglich eine mehr moderne, sekundäre Entstehung zuzusprechen geneigt war, eine Ansicht, welche er aber im Verlaufe meiner Untersuchungen aufgegeben hat. Dieses Gestein ist im wesentlichen kalkig, enthält aber größere Brocken von Ton eingeschlossen, aus welchem sich die Foraminiferen mit Leichtigkeit ausschlemmen lassen. Es enthält zahlreiche Orthophragminen, welche dem Formenkreise der *O. papyracea* Boubée, *O. dispansa* Sow., *O. fallax* H. Douvillé und *O. omphalus* von Fritsch angehören; dazu zahlreiche, kleine, gestreifte Nummuliten aus der Gruppe des *Nummulites striatus*, von denen der eine kaum von dem indischen *Nummulites pengaroensis* Verbeek zu unterscheiden sein dürfte. Es ist dies also Auversien, ein Äquivalent von Roncà etc. im Mittelmeere und von den Tonen von Nanggulan auf Java, deren reiche Fauna vor

kurzem durch MARTIN herausgegeben wurde[5]). Es sei hier der indische Charakter dieser Foraminiferenfauna betont, welche sich im übrigen in ziemlich gleicher Ausbildung durch den indischen Archipel, Nias, Java, Borneo zu den Philippinen und im Südosten über Neu-Guinea nach Neukaledonien hin verfolgen läßt. Das nun folgende Niveau ist bei Kitunda selbst anscheinend schlecht aufgeschlossen; doch scheint es auch hier vorhanden zu sein; denn SCHOLZ gibt[6]) den für den Horizont leitenden *Magilus grandis* TORNQU. auch von Kitunda an. Gut entwickelt findet sich dieser Komplex etwas weiter westlich bei dem Punkte Hatu, und von hier hat Herr HENNIG größere Materialien mitgebracht. Dieser Horizont enthält vor allem lange, leicht gewundene Röhren mit dichter, konzentrischer, erhabener Streifung der Oberfläche und einem kreisförmigen Querschnitt, die einen ziemlich großen Durchmesser erreichen können. TORNQUIST hat derartiges in einem an und für sich recht anfechtbaren Aufsatze über Eocän an der Westküste von Madagaskar[7]) als *Magilus grandis* beschrieben, ohne diese seine auffallende Bestimmung im geringsten zu begründen. Nun sieht die Gattung *Magilus* aber ganz anders aus, und sie ist fossil so überaus selten und zumal im Mittelmeerbecken, daß weder ZITTEL noch P. FISCHER überhaupt fossile Vorkommnisse dieser Gattung kennen und daß BELLARDI und SACCO[8]) sie in ihrem großen Werke, das im Anschlusse an die Entwicklung der Tertiärfaunen im Piemont so ziemlich die gesamten Mittelmeermollusken behandelt, überhaupt nicht erwähnen. Den „bekannten *Magilus* aus dem Miocän von Malta" kenne ich nicht. Auch FUCHS[8a]) erwähnt nichts derartiges von dort. Was als „bekannt" oder „bekanntlich" in wissenschaftlichen Werken ohne weitere Beläge oder Beweise aufgestellt wird, pflegt ohnehin meist recht zweifelhaft zu sein. Jedenfalls gehört die Form von Madagaskar, über deren weite Verbreitung aber

---

[5]) Vergl.: Die Fauna des Obereozäns von Nanggulan auf Java. Sammlungen des Geologischen Reichs-Museums in Leiden. Neue Folge, Bd. II, Heft IV, Leiden 1914.

[6]) a. a. O. p. 370.

[7]) Vergl.: „Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar, Abhandlungen der Senckenb. naturf. Ges., Bd. XXVII, Frankfurt a. M. 1905. p. 323 ff. (vergl. p. 333. T. 46, Fig. 11).

[8]) I Molluschi dei Terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Torino 1872—1904.

[8a]) TH. FUCHS: Das Alter der Tertiärschichten von Malta. Sitzungsberichte der Wiener Akad. der Wissensch. LXX, 1. 1874.

generische Unsicherheit sich auch LEMOINE äußert[8b]),sicher nicht zu *Magilus grandis*. Nun sind ähnliche Röhren aber bekannte Vorkommnisse in den Tertiärablagerungen. SOWERBY[9]) hat sie als *Serpula recta* aus dem jüngeren Tertiär von Cutch beschrieben. MAYER-EYMAR[10]) nennt sie *Teredo (Septaria) bartoniana* aus dem Obereocän der Umgegend von Thun, und ich selbst[11]) habe sie unter gleichem Namen aus den Priabonaschichten bestimmt und abgebildet. Es kann kaum zweifelhaft sein, daß diese Körper generisch zu *Septaria* LAMK. gehören[12]), einer Gattung, welche PAUL FISCHER[13]) *Cyphus* GUETTARD nennt, und von welcher er auf S. 1139 hinzufügt: „Les tubes de cette espèce atteignent presque un mètre de longueur; on les trouve dans le sable et entre les racines de Mangliers"[14]). Nun ist die spezifische Abgrenzung derartiger Organismen immerhin eine mißliche Sache. Es darf aber betont werden, daß sich die auf ein so weites Bereich zerstreuten Formen außerordentlich ähnlich sehen und daß sie äußerst verbreitet sind in Ablagerungen, welche mit dem Priabonien beginnen und weit in das Oligocän hineinreichen. Sie haben sich in Madagaskar, wie LEMOINE betont, an der Südspitze der Insel an zahlreichen Punkten gefunden und sie liegen dem Königlichen Museum für Naturkunde aus Aufsammlungen des Zoologen WILHELM PETERS, welche bis in die vierziger Jahre des verflossenen Jahrhunderts heraufreichen, auch aus dem Gebiete von Mozambique vor. Für die Umgebung von Lindi ist aber ihr Alter noch durch anderweitige Funde sichergestellt. Der dunkle Kalk,

---

[8b]) Madagascar. Handbuch der regionalen Geologie. VII. Bd. 4. Heft.

[9]) In C. W. GRANT: Memoir to illustrate a Geological Map of Cutch. Geological Transactions. II series, Vol. V, p. 327, T. XXV. Fig. 1..

[10]) Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiärversteinerungen der Umgegend von Thun. Beitr. zur geologischen Karte der Schweiz. 24. Lief. Bern 1887, p. 52, T. IV, Fig. 4.

[11]) Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Stuttgart (Palaeontographica XLVII) 1901, p. 177, T. XV, Fig. 12.

[12]) Vergl. I. C. CHENU, Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliogique II, Paris 1862, p. 14, Fig. 67.

[13]) PAUL FISCHER, Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique, Paris 1887, p. 1138.

[14]) Ähnlich äußert sich auch ED. v. MARTENS: Die Weich- und Schaltiere, Leipzig 1883, p. 218.

in welchem sie bei Hatu eingebettet liegen, enthält außer ihnen noch den Vorläufer des typischen *Nummulites intermedius* D'ARCH., welcher das diesem eigentümliche Netz der Septalverlängerung vereinigt mit warzenförmigen Pfeilern an der Oberfläche, und welcher — zumal in der französischen und italienischen Literatur — als *Nummulites Fabianii* PREVER bekannt ist. Diese Form, welche ich selbst früher mit DE LA HARPE und anderen Autoren zu *Nummulites intermedius* D'ARCH. gezogen habe, ist sehr charakteristisch für die Priabonaschichten, denen mithin auch das Niveau von Hatu zuzurechnen ist. Ob die ebenfalls Cyphusröhren führenden Ablagerungen von Madagaskar und Mozambique etwa dem gleichen Niveau angehören oder jünger sind, muß ein genaueres Studium ihrer Fauna entscheiden. TORNQUIST hat für Madagaskar auf Grund des Scheitelschildes seines *Schizaster howa* auf ein eocänes Alter der Vorkommnisse in Madagaskar geschlossen, da vier Genitalporen „allein die alttertiären, und zwar vor allem die eozänen Schizaster auszeichnen.“ Da derartige Formen aber auch im Oligocän auftreten[16]), so wäre auch ein oligocänes Alter hier durchaus nicht ausgeschlossen. Eine Entscheidung gibt hierüber vielleicht ein neues Studium der seinerzeit von TORNQUST nicht gerade scharf bestimmten und nicht allzu kenntlich abgebildeten weiteren Reste von Korallen und Echiniden, welche die Schichten von Makambi und Majumba neben den Cyphusröhren einschließen.

Auf das — wie erwähnt — anscheinend auch bei Kitunda entwickelte Priabonien von Hatu folgt an dem letzteren Orte der von SCHOLZ entdeckte Horizont mit *Nummulites intermedius* D'ARCH., „mürbe, dunkelgraue Sandsteine mit kalkigem Bindemittel“[17]), welche sich an dem Hügel Kitunda in etwa 30 m Meereshöhe einstellen und mir ebenfalls aus den Aufsammlungen von Herrn HENNIG vorliegen. Dieses Sediment umschließt bereits die ersten Lepidocyclinen aus der Gruppe der *L. dilatata* MICHELOTTI und ist daher typisches Oligocän, dessen genaueres Niveau sich natürlich noch nicht ermitteln läßt. SCHOLZ gibt aus ihm außerdem Korallen- und Molluskenreste an, welche mir noch nicht vorgelegt wurden, die aber nach den zahlreichen „cf.“ und „sp.“ zu urteilen, nicht gerade glänzend erhalten zu sein

[16]) Vergl. A. TORNQUIST: „Die Beschaffenheit des Apikalfeldes von Schizaster und seine geologische Bedeutung“, Zeitschr. d. D. G. G., 1903, p. 386.

[17]) SCHOLZ, a. a. O. p. 370.

scheinen. Die Anwesenheit der rezenten *Arca antiquata* LINNÉ in diesem verhältnismäßig tiefen Niveau scheint mir jedenfalls recht fraglich.

Dieses typische Oligocän mit *Nummulites intermedius* und Lepidocyclinen wird nunmehr überlagert von den eigentlichen Lepidocyclinenkalken, einem „gelblichen bis rötlichen Trümmergestein mit zahlreichen, bis erbsengroßen Quarzkörnern in kalkigem Bindemittel"[18]), dem ursprünglich ein sehr jugendliches Alter beigemessen wurde, welches aber durch das reiche Auftreten der *L. formosa* SCHLUMBERGER, einer ursprünglich aus Borneo, Celebes und Java beschriebenen Form, als unteres Aquitanien, als Äquivalent der Schioschichten, also nach meiner Auffassung als oberes Oligocän gekennzeichnet ist. Aus der wenigstens an Individuen sehr reichen Fauna, welche dieses Niveau umschließt, und von welcher das hiesige Museum den eifrigen Aufsammlungen von Herrn HENNIG ein großes Material verdankt, seien hervorgehoben:

Echinolampas discoideus D'ARCH., eine schon von SCHOLZ erwähnte sehr typische Art des oligocänen *Nari* GROUP Ostindiens, welche kaum von dieser etwas älteren Art zu trennen sein dürfte, und welche in zahlreichen Exemplaren vorliegt.

3 Arten von *Clypeaster*, welche mit den gleichaltrigen indischen Vorkommnissen wie mit denjenigen des mediterranen Schio-Horizontes noch näher zu vergleichen sein werden, und von denen die eine mit stärker ausgehöhlter Unterseite von SCHOLZ nicht ganz zweckentsprechend als *Plesianthus* bezeichnet wird,

endlich eine neue *Pecten*-Art, welche sich von dem rezenten *P. pleuronectes L.*, zu dem sie WOLFF und SCHOLZ ziehen, durch stärkeres Hervortreten von Außenrippen sehr wohl unterscheidet und welcher ich den Namen des verewigten Dr. SCHOLZ beilege. Es ist diese sichtlich eine der Formen, welche von *Amussium* RUMPHIUS zu *Amussiopecten* SACCO[19]) hin vermitteln und welche auch im Mittelmeerbecken — gerade in diesem Niveau der Schioschichten — besonders häufig auftreten.

Mit diesem Horizonte schließt das Profil der Tertiärschichten bei Lindi, und es muß die Frage aufgeworfen werden, ob seit dem Oberoligocän kein weiterer Tertiärabsatz in Ostafrika erfolgt ist. Es wäre nicht undenkbar, wird sich aber erst bei der weiteren Ausarbeitung herausstellen, daß unter den Lepidocyclinenschichten des Gebietes noch

---

[18]) SCHOLZ, a. a. O. p. 371.

[19]) I. Moll. dei Terr. terz. del Piemonte. XXIV. 1897, p. 47 und 53.

etwas jüngere Horizonte als derjenige von Kitunda vertreten seien. In jedem Falle fehlt bisher jede sichere Spur des Miocän, obgleich sowohl in der Kapkolonie[20]) als auf Madagaskar bei Andravy[21]) Anzeichen für das Auftreten von Miocänbildungen daselbst vorhanden sind. Nun hat KOERT in den Muschelbänken bei Tanga den ausgestorbenen *Pecten Vasseli* FUCHS aufgefunden und daraus auf ein mindestens pleistocänes Alter dieser Bildungen geschlossen. Es ist seltsam, daß VREDENBURG[22]) denselben[23]) *Pecten Vasseli* als die häufigste Form aus den oberen Bänken seiner Hinglaj Series angibt, welche er als Helvetien auffaßt, und welche noch über der Gaj Series und unterhalb der fluviatilen Sivalik-Formation liegt. Ebenso wird, worauf mich Herr W. WOLFF aufmerksam machte, *Pecten Vasseli* aus Südpersien aus der Far Series, die der sarmatischen Stufe gleichwertig sein soll, 1908 durch PILGRIM zitiert[24]).

Außer aus dem Gebiete von Lindi selbst sind noch von anderen Punkten des deutsch-ostafrikanischen Tertiär Gesteine und Tertiärfossilien von der Tendaguruexpedition gesammelt worden, so von Mtschinga und Kilwa im Norden und vom Mkokoberg, der Tsudibucht und Mikindani im Süden. Meist dürfte es sich hier um den aquitanischen Lepidocyclinenhorizont handeln. Hinsichtlich des Alters der weißen Kalke vom Mkokoberg im Süden von Lindi bin ich noch zu keinem abschließenden Urteile gelangt.

Eine tektonische Darstellung des Tertiärs im einzelnen zu geben, wäre bei dem Fehlen aller Einzeldaten wohl etwas verfrüht. Trotzdem kann heute wohl schon behauptet werden, daß die Verhältnisse komplizierter liegen, als man dies früher annahm, daß von einer einfachen Anlagerung der Formationen nicht die Rede sein kann, daß sie ursprünglich aufeinander abgelagert wurden und erst durch starke nordsüdlich streifende Verwerfungen in ihre jetzige Lage

[20]) R. BULLEN, Newton: „Kainozoic Shells from South Africa." Records of the Albany Museum, Vol. 2, Nr. 5.

[21]) Vergl. LERICHE: „Observations sur les poissons du tertiaire supérieur de Madagaskar", Annales de la Soc. géol. du nord. Bd. 38, 1909, S. 5—6.

[22]) A summary of the geology of India. Calcutta 1907, p. 60.

[23]) Der Autor „FUCHS" wird allerdings nicht genannt, es ist aber doch wohl ausgeschlossen, bei der Seltenheit des Namens VASSEL, daß es zwei Pecten-Arten mit der gleichen Bezeichnung geben sollte.

[24]) Vergl. Memoirs of the geological survey of India XXXIV, 1908, p. 43.

zueinander gekommen sind. VON STAFF[25]), der sich auch mit diesen Fragen eingehender beschäftigt hat, nimmt an, daß ein Verwurf im Westen Kreide und Tertiär trennt. Daß aber die ursprüngliche Ausdehnung der Formationen nicht eine andere war und daß speziell das Tertiär nicht weiter landeinwärts gedrungen sein soll, scheint mir seinerseits nicht bewiesen worden zu sein. Daß die jetzige Lagerung der Tertiärschichten nebeneinander — zumal in der Umgegend von Lindi — auf einen stark gestörten Schollenbau hindeutet, hat auch v. STAFF[26]) ausgesprochen. Auf die bedeutenden Analogien, welche nach dieser Richtung hin zwischen Ostafrika und Westmadagaskar vorliegen, hat bereits TORNQUIST[27]) mit Recht hingewiesen.

Die Fauna des deutsch-ostafrikanischen Tertiärs zeigt in allen ihren Teilen, sowohl in den älteren wie in den jüngeren Horizonten, sehr ausgesprochene Anklänge, sowohl an die Fauna des heutigen Mittelmeergebietes als an diejenige des Indischen und Stillen Ozeans. Das letztere Moment ist bekannt und wird in der Spezialbearbeitung wahrscheinlich noch mit größerer Deutlichkeit hervortreten. Schon die Verbreitung der *Lepidocyclina formosa* SCHLUMBERGER, welche von Ostafrika über Madagaskar, Java, Borneo bis Celebes festgestellt wurde, spricht nach dieser Richtung hin beredt genug. Aber es sind auch genügend Elemente des europäischen Tertiärs vorhanden; so in den älteren Formationen der ägyptische *Conoclypeus Delanouëi* P. DE LORIOL und die venetianische *Rynchonella polymorpha* MASSAL., wie der auch in Indien wiederkehrende *N. perforatus* LAMK. Für die jüngeren Horizonte ist *N. intermedius* D'ARCH. und vielleicht auch *Lepidocyclina dilatata* MICH. mit dem jetzigen Mittelmeergebiete gemeinsam. Angesichts solcher Daten, die sich beliebig vermehren ließen, ist die Theorie K. MARTINS[28]) von der frühzeitigen Abtrennung der indischen Breiten aus dem Gebiete der Tethys für mich unannehmbar.

Wir sehen, das Tertiär im deutschen Ostafrika, der letzten Kolonie, über welcher trotz einer überwältigenden

[25]) Vergl. H. VON STAFF: „Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas", Archiv für Biontologie, Bd. III, Heft 3, 1914, p. 122—28.

[26]) a. a. O. p. 128.

[27]) a. a. O. p. 337.

[28]) Wann löste sich das Gebiet des indischen Archipels von der Tethys? Samml. des Geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I, Bd. IX p. 337—355.

Überzahl von Feinden, trotz Hunger und Entbehrungen aller Art, denen die heldenmütigen Verteidiger ausgesetzt sind, noch stolz die deutsche Flagge weht, bietet eine Fülle von weitreichenden Problemen dar. Hoffen wir, daß ein ehrenvoller Friede uns Deutschen hier bald die Möglichkeit gewährt, das Begonnene fortzusetzen und auf den hier entworfenen Grundlagen weiter aufzubauen!

Herr HENNIG sprach über die Lagerung des Tertiärs im südlichen Deutsch-Ostafrika.

Zur vollen Auswertung des verhältnismäßig reichhaltigen Tertiär-Materials, das die Tendaguru-Expedition aus dem engeren Küstenstreifen zwischen Kilwa und Mikindani in Deutsch-Ostafrika heimbringen konnte, wäre es sehr erwünscht, über genauere Kenntnis der gegenseitigen Lagebeziehungen zwischen den verschiedenen Fundstellen zu verfügen. Leider fanden aber die Beobachtungen unter sehr ungünstigen Bedingungen statt. Ich kann daher meine früher gemachten Angaben[1]) nur in unvollkommenem Maße noch ergänzen.

Die Aufsammlungen im Tertiärstreifen, vornehmlich in der näheren Umgebung des Hafenortes Lindi, erfolgten während der nur sehr knapp bemessenen Aufenthalte dort, zu denen der Leiter der Expedition JANENSCH und ich selbst etwa je zweimal im Jahre zwecks Versendung der aufgestapelten Knochenlasten und Erledigung geschäftlicher Angelegenheiten an die Küste kamen. Zeit für eigentliche geologische Aufgaben war auch hier nicht verfügbar, die Ausnützungsmöglichkeiten des Tages sind in den Tropen ohnedies recht ungünstig, zumal für Arbeiten im Freien. Schlimmer aber waren die betrübenden Aufschlußverhältnisse. An künstlichen Anschnitten fehlt es ja in solchem Lande nahezu vollkommen. Hier kam aber Bewachsung mit dichtem Busch und besonders starke Verrutschung der vielfach aus tonigen Lagen aufgebauten Hänge hinzu. Wo schon die Beobachtungskunst eines BORNHARDT über die Lagerungsverhältnisse nichts Sicheres hatte ausmachen können, bedarf es kaum weiterer Bestätigung der vorhandenen Schwierigkeiten. Eine Enttäuschung bereitete noch

[1]) Geologisch-stratigraphische Beobachtungen im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. (Wissensch. Ergebn. der Tendaguru-Exp. 1909—1911). Archiv f. Biontologie Bd. III. Heft 3. 1913.

die überraschende Erfahrung, daß außerhalb der Stadtgrenzen Lindis keinerlei irgendwie geartete Vermessungen (Routenaufnahmen, Höhenbestimmungen, Peilungen) vorlagen. Auch da mußten also die wenig befriedigenden eigenen Beobachtungen auf eiligen Märschen oder bei flüchtigem Besuch als einzige Unterlage herangezogen werden.

Die hier beigegebenen Profile sind auf Grund dieser eigenen Messungen mit dem Aneroidbarometer konstruiert worden, ergeben also entsprechend nicht absolut genaue Höhenmaße. Die sehr interessanten Ergebnisse der faunistischen Überprüfung der Tertiärsammlung durch Herrn Professor Oppenheim erlauben nun aber doch im Verein mit dem an Ort und Stelle gewonnenen ersten Eindruck die Fragen bezüglich der Lagerung schon sehr viel genauer zu stellen, zum Teil sogar Vermutungen von beträchtlicher Wahrscheinlichkeit auszusprechen.

Die Stadtgrenzen Lindis selbst umfassen einige Vorhügel des breiten vom Kriek an nordwärts ziehenden Kitulo-Rückens. Das Hospital, die Offizierswohnhäuser, der Schießstand liegen auf bzw. zwischen den ersten Anhöhen. Am Hange beobachtet man hier den eocänen Nummulitenkalk, der noch besser in Steilhängen erschlossen längs der Haupthandelsstraße nach dem Innern am Nordufer des Krieks auftritt. Es ist ein dichter, im frischen Bruch weißer Kalk, wimmelnd von den angehäuften großen Schalen hauptsächlich des Nummulites perforatus. Er bildet hier überall also das Liegendste am Saume des Höhenzuges. Im Norden der Stadt scheint er wenig höher zu liegen als im Westen, also nach der See zu im ganzen leicht anzusteigen. Denn dort kommt, wie ich bereits früher ausführte, unter ihm ein Tonhorizont zum Ausstreichen. Unweit des Marktplatzes fand ich diesen Ton mit jungen Schotteranhäufungen bedeckt, die hier zur vorübergehenden Anlage einer kleinen Kiesgrube Veranlassung gaben. Die Überlagerung durch den Nummulitenkalk war erst etwas weiter nördlich erkennbar, wo der Fußpfad längs der Telegraphenlinie eine kleine Schwelle als letzten Ausläufer eines Kitulo-Vorsprungs überschreitet. Der Kitulo legt sich dann plötzlich an die Bucht herantretend vor und die Telegraphenlinie erklimmt ihn in steilem Anstieg. (Profil 1.)

Es ist höchst auffällig, daß hier weder vom Nummulitenkalk, noch von dem Ton irgend etwas zu sehen war, sondern ganz andersartige Gesteine auftraten. Ich gewann

adurch den Eindruck, als sei eine Zone jüngerer Gesteine or- und angelagert. Nach dem, was die Altersbestimmungen durch Herrn OPPENHEIM jetzt in der Nähe ergeben aben, bin ich sehr geneigt, hier eine quer zur Küste treichende Verwerfung anzunehmen, deren südlicher Flügel bgesunken sein müßte. Denn auf der vollen Höhe des Litulo, also in 150 bis 200 m Höhe, sind Gesteinsbrocken aufelesen worden, die nach ihrem Fossilgehalt älter sein nüssen als der nur wenig über Fluthöhe anstehende Nummulitenkalk.

Indessen ist einmal mit wirklich sehr schnellem Fazies-vechsel zu rechnen. Denn der Abstieg nach O zur Bucht von er etwa 70 m hohen Terrasse, die man auf dem Pfade der 'elegraphenlinie zunächst ersteigt und die in rotem, sandigem 'erwitterungsboden eine kleine Kokospflanzung trägt, gibt chon wieder ein etwas abweichendes Bild (Profil 2), nur aß Kalke auch hier als anstehendes Gestein natürlich eine evorzugte Stellung einnehmen.

Zweitens sind auch die tektonischen Störungen ffenbar nicht so einfacher Natur. Zu beobachten war nmittelbar nur eine gewisse Unbeständigkeit des Einallens, soweit sich der Einblick in die Schichtenolge nicht überhaupt auf den Ausbiß eines Gesteins am Iange oder Wege beschränkte. Auf verhältnismäßig geinge Entfernungen bestanden in dieser Beziehung beierkenswerte Ungleichheiten. Die natürliche Neigung der chichten nach Osten dem Meere zu überwiegt durchaus icht. Bestände genügender Aufschluß parallel der Küste, ɔ wäre wohl auch Einfallen in nördlicher und südlicher tichtung neben dem nach Ost und West zu beobachten. ON STAFF[1a]) schloß daraus bereits auf starke tektonische errüttung. Wenn diese nun auch auf stratigraphischem Vege sichergestellt erscheint, möchte ich doch jene Berründung nicht ohne weiteres gelten lassen. Die starke Durchsetzung des ganzen Schichtverbandes mit tonigen agen und die zeitweilig gewaltige Durchtränkung während er Regenzeit führt sicherlich zu einem Gehängekriechen nd Verrutschungen in ganz erheblichem Ausmaße. Der infallswechsel geschieht vielfach so sprunghaft und auf ɔ geringe Entfernungen, daß einzelne tektonische Schollen ur ganz winzig sein könnten und dementsprechend geringe

---

[1a]) Geomorphogenie und Tektonik des südl. Deutsch-Ostafrika. Wiss. Erg. d. Tendag.-Exp.) Archiv f. Biontologie Bd. III. Heft 3.

Sprunghöhen zu erwarten wären. Ebenso können die an allen Hängen häufigen Faserkalke als Ausfüllung von Spalten ebensowohl auf Trockenrisse in den Tonen, in denen sie mit Vorliebe auftreten, wie auf tektonische Klüfte zurückgeführt werden.

Überraschend ist die Feststellung, daß sämtliche Fossilfunde innerhalb des Kitulo, d. h. nördlich des Lindi-Krieks auf Eocän allein hinweisen. Der jüngere der beiden schon durch BORNHARDT-WOLFF bekannt gewordenen Horizonte, den SCHOLZ noch genauer als Aquitanien bestimmen konnte, fehlt auf dieser Seite vollkommen, ist auch nicht in Form einer tieferen Terrassen-Anlagerung vertreten, wie ich das an Ort und Stelle glaubte voraussetzen zu müssen. Dabei ist die Höhe des Kitulo sicherlich nicht geringer als die der Höhen am Südufer des Krieks. Ebenso fehlen die unter- und mitteleocänen Belege, die der Kitulo geliefert hat, im entgegengesetzten Steilufer vollkommen. Die Schichtenfolge beginnt dort vielmehr nach Herrn OPPENHEIMS Befunden erst mit dem Obereocän und schließt oben mit dem Oberoligocän (Aquitanien) ab. Auch dies Verhältnis ist durch ein bloßes Einfallen nach Süden, von dem ja auch nichts zu beobachten ist, nicht zu erklären. Es bleibt nur die Annahme einstweilen übrig, daß der Kriek selbst einem kräftigen etwa ostwest gerichteten Verwurf entspricht, an dem wiederum der südliche Flügel als der abgesunkene erscheint. Wir erhalten so das Bild eines staffelförmigen Aufbaus. Das Merkwürdige aber ist, daß die Staffeln nicht den großen die Küste bildenden und die Kreide vom Tertiärstreifen trennenden Abbrüchen parallel laufen. Dieser Umstand muß sogar gegen die auf rein stratigraphischem Wege gewonnene tektonische Vorstellung noch mit einigem Mißtrauen erfüllen. Es bleibt abzuwarten, ob sich nicht bei eingehenderer Untersuchung andere Lösungsmöglichkeiten ergeben würden. Von Beobachtungen in dieser Frage kann bisher nicht die Rede sein.

Der Aquitanien-Horizont steht auf der Höhe des Ufers gegenüber Lindi im Bereich der Kautschuk-Pflanzung Kitunda an. *Echinolampas* wittert dort in großer Zahl heraus, so daß man ihn bei den Europäern des Orts öfters als Briefbeschwerer finden konnte. Diese Exemplare kennzeichnen sich schon durch typische rote Verwitterungsfarbe. Das frische Gestein und seine Einschlüsse sind rein weiß. Neben *Echinolampas* und Clypeastern treten vor allem die großen Lepidocyclinen in auffallender Zahl hervor. Der

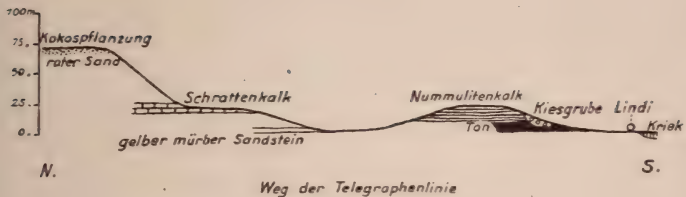


Fig. 1.

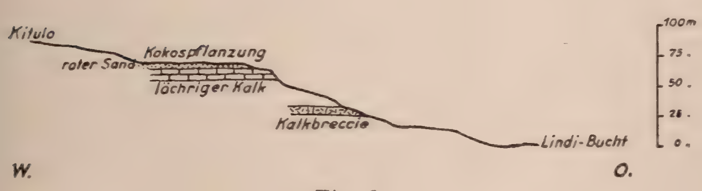


Fig. 2.

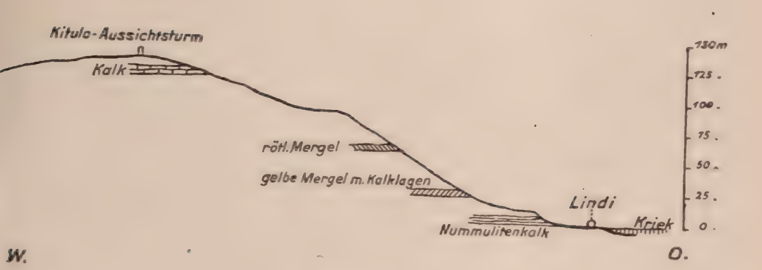


Fig. 3.



Fig. 4.

Anm.: Diese Profile sollen nur die Aufeinanderfolge der Gesteine angeben. Über Einfallen oder horizontale Lagerung liegen nur in den seltensten Fällen Beobachtungen vor.

Kalk ist durchaus nicht rein, sondern mit sandigen Materialien stark durchsetzt.

Insofern besteht ein wesentlicher Unterschied gegen das Kalk-Gestein, das die Höhen des Nkoko und Nundi[2]) zusammensetzt. Es sind das die beiden Bergkuppen, die man schon aus weiter Entfernung von See aus als kennzeichnende Landmarken des Hafens, wie die Höcker eines Kamelrückens erblickt. Sie sind aus der Tertiär-Plateaumasse am Westrande durch Erosionsfurchen herausgeschnitten, liegen also mit Kitunda in angenähert gleicher Höhe. Mein Eindruck, es handle sich demnach nur um Faziesabweichung innerhalb des gleichen stratigraphischen Horizonts ist durch die paläontologische Überprüfung nicht bestätigt worden. In der Tat ist ja auch die Fauna ganz anders zusammengesetzt. Schnecken wiegen vor. Alles ist nur in Steinkernen erhalten, die Schalen sind ausgelaugt. Ein genaueres Profil als das hier mitgeteilte (Profil 4) war selbst in einem steilen Bachriß nicht zu erlangen, da auch hier die Hänge stark verrutscht, mit Schutt aus allen harten Einlagerungen überstreut waren.

Ist der in wesentlich tieferer Lage dicht über dem Flutspiegel des Krieks in der Landschaft Hatu gewonnene, faziell sehr ähnliche, aber durch mächtige Röhren von Bohrmuscheln ausgezeichnete Kalk im Alter von dem des Nkoko-Nundi-Gipfels nicht verschieden, was noch abzuwarten bleibt, so ließe sich hier die Sprunghöhe einer Verwerfung mit ca. 125 m sogar unmittelbar ablesen. Nach Wolffs Untersuchungen gehört der Kalk des Nundi-Gipfels dem „Jungtertiär"[2a]) an, d. h. Aquitanien, wohin auch ich ihn der

---

[2]) S. Taf. I auf S. 16 in Bornhardts Werk. Auf Bornhardts Karte und Panorama-Zeichnung sind drei der dortigen Berghöhen Nundi, Nyanda und Hatu genannt in Abweichung der älteren Angaben auf Seekarten. Ich hörte von den Eingeborenen die oben wiedergegebenen Namen, während mir als Hatu eine ganze begrenzte Landschaft, besonders das niedriger gelegene Vorland am Südufer des Krieks aufwärts von Lindi bezeichnet wurde. In solchen geographischen Benennungen pflegt ja bei den Eingeborenen wenig Einheitlichkeit zu herrschen, solange nicht ein offizieller Name eingeführt wird.

[2a]) Von Staff hat bereits lebhaft betont, daß Jungtertiär in der uns bisher bekannten Schichtenfolge überhaupt nicht vertreten ist. Neben dem Eocän war bisher nur ein j ü n g e r e r Horizont, eben das Aquitanien zu unterscheiden. Wenn Werth (Das deutsch-ostafrikanische Küstenland. Reimer-Berlin 1915. Bd. I. S. 27) gar von Jüngsttertiär spricht, das bis zu 200 m Meereshöhe ansteigen soll, so ist das durchaus irrig.

bloßen Höhenlage nach glaubte stellen zu müssen. Derjenige aus der Landschaft Hatu fand sich dagegen in gleicher Höhe mit dem gegenüberliegenden eocänen Nummuliten-Gestein.

Ein Wechsel von Kalk-, Ton-, Mergel-, vereinzelter auch Sandstein-Lagen charakterisierte südlich wie nördlich vom Kriek den Aufbau der Tertiärhöhen. (Profil 3.) Die sich nunmehr herausstellende Altersverschiedenheit auf beiden Seiten kam daher während der flüchtigen Aufnahme durchaus nicht zum Bewußtsein, zumal fossilführende Schichten ja keineswegs zu überwiegen schienen und nur zufällig hier und da eine zusammenhanglose Stichprobe aus dem Schichtenverband sich darbot. Ganz ähnlich erging es ja BORNHARDT (S. 179 seines Werkes). Trotz der erwähnten sandigen Beimengungen des Kalks auf der Höhe von Kitunda sind gerade dort größere Höhlen zu finden. Man darf wohl daraus auf bedeutendere Mächtigkeit dieses Kalkhorizontes schließen. BORNHARDTS Schätzung von 15 bis 20 m stellt nach meinem Eindruck ein Mindestmaß dar.

Ich habe Veranlassung genommen, einer der Höhlen einen flüchtigen Besuch abzustatten. BORNHARDT erwähnt sie bereits und führt eine ältere irrtümliche Angabe vom Vorhandensein vulkanischer Krater auf dolinenartige Einsturzlöcher in der nicht überall von tonig-sandigen Böden bedeckten Karstfläche zurück. Mit einem der Herren von der Pflanzung Kitunda und zwei schwarzen Begleitern stieg ich durch einen stark verstürzten und wild verwachsenen Eingang in eine der Höhlen hinein. Sie bestand aus unübersichtlich nach verschiedenen Richtungen hin abzweigenden Kluftgängen höchst unregelmäßiger Weite und Höhe. Über ein Trümmerfeld ging es unbequem genug und oft sprungweise hinab und wieder aufwärts. Spärliche Fackelbeleuchtung ließ einen tieferen Einblick in das Gewirr der Gänge nicht zu. An einer Stelle bekam mein Begleiter plötzlich Atembeschwerden, von denen ich nichts verspürte. Daß aber nicht Überanstrengung die Ursache war, ging daraus hervor, daß gleichzeitig die Fackeln erloschen und kein Streichholz mehr Feuer fangen wollte. Es war in dem völlig dunklen Labyrinth eine recht unbehagliche Situation, zumal wir mit der Anwesenheit von Schlangen rechnen mußten. Es gelang aber nach einigem Klettern in der Richtung, aus der wir gekommen sein mußten, die Beleuchtung wieder herzustellen und das Tageslicht zu gewinnen. Es ist also am Boden der Höhlen Gelegenheit zur Entwicklung oder An-

sammlung ungünstiger Gase gegeben. Sickerwässer finden freilich an anderen Stellen den Weg nach außen zum Hange. Denn am Steilabstieg zum Kriek befindet sich unter andern die Quelle, die bei den nur mäßigen Trinkwasserverhältnissen der auf dem jenseitigen Ufer liegenden Stadt das nötige Wasser für die Sodabereitung Lindis liefert, das täglich in Booten geholt werden muß. Bei völlig gleichartigen geologischen Verhältnissen zu beiden Seiten des Krieks müßte man ja auch am Kitulo irgendwo entsprechende brauchbare Quellen finden. Daher mein Eindruck, als lägen die jüngeren Tertiärschichten auf dieser Seite östlich vor- oder angelagert, während sich nun herausstellt, daß sie am Kitulo überhaupt zu fehlen scheinen. Die unter dem Kitulo-Turm in Profil 3 am Wege wenig erschlossenen Kalkbänke haben ja leider Fossilien nicht geliefert.

Eine interessante Ausbeute dagegen erhielt ich, leider ohne die Stelle noch persönlich aufsuchen zu können, vom Nordende des Kitulo aus dem kleinen Besitztum unseres Oberaufsehers der Tendaguru-Ausgrabungen, des schwarzen Halbarabers Boheti. Auch was sonst an Fossilien von mir selbst oder unseren schwarzen Leuten teils auf unsere Anordnung, teils aus freien Stücken am Kitulo gesammelt werden konnte, bietet des Interessanten genug, wie zum Beispiel der im Habitus überraschende Brachiopoden-Kalk. Alles deutet aber nach Professor Oppenheim nur auf Eocän, auch die auf den Erhebungen des breiten Kitulo-Rückens aufgelesenen Stücke. Anstehendes ist dort leider kaum zu erblicken. Die Blöcke und Trümmer sandsteinartiger und kalkiger Natur bilden vielmehr ein wirres, alle Unebenheiten der Oberfläche infolge Verrutschungen mitmachendes Bestreuungsfeld. Womöglich sind noch Geröllstücke fluviatiler Terrassenbedeckung (Mikindani-Schichten) dazwischen gemengt. Undurchdringlicher Busch, dazwischen eingestreute Felder der Eingeborenen und in der feuchten Zeit Vollsaugung des Tonbodens mit Wasser machen weite Gebiete unzugänglich. Ein Einblick in den wahren Aufbau dieser höheren Partien war unter diesen Umständen auf den kümmerlichen, schnell zurückgelegten[3]) Negerpfaden unmöglich zu gewinnen.

---

[3]) Stehenbleiben und Sammeln bringt die ganze folgende Trägerkarawane zum Stocken, da ein Ausweichen nicht oft möglich ist.

Ein vereinzelter, beim Aufsammeln gänzlich mißverstandener Fundort ist jenseits Lindi am rechten Lukuledi-Ufer zu nennen, da, wo der Kriek bereits in die Bucht einmündet. Hier fanden sich einmal Kalksinter mit Blattabdrücken subrezenten Alters. Da Bornhardt diese Sinter an austretenden Quellen längs des Ufers schon erwähnt, wurde ein zweites, dicht dabei befindliches Vorkommen gleicher Lage ebenfalls dafür gehalten. Hier aber handelt es sich nach Herrn Oppenheims Untersuchung um einen obereocänen Fund, also einen bislang noch gänzlich ausstehenden Horizont, der das stratigraphische Bild erheblich ergänzt und vervollständigt. Die Nummuliten- und Orthophragminen-Schalen liegen deutlich herausgewittert in dichter Anhäufung; nicht aber sind sie, wie ich glaubte annehmen zu sollen, aus Anstehendem sekundär hier eingeschwemmt und durch Quelltuff verkittet. Ihr obereocänes Alter wäre übrigens auch dann von unverändertem Interesse. Soweit wir also zurzeit übersehen, baut sich der Kitulo auf dem West- und Nordufer des Krieks aus Unter- und Mitteleocän auf, das Gegenufer aber umfaßt die Schichten vom Obereocän bis Oberoligocän. Anstelle von zwei oder höchstens drei Horizonten sehen wir jetzt nach Professor Oppenheims erster Überprüfung bereits deren mindestens fünf einander zu ziemlich lückenlosem Alttertiär ergänzen. Denn daß zwischen jener tiefsten und der höchsten Lage des Südufers ein oder mehrere das Oligocän umfassende Schichten lagern müssen, ist schon nach der fast senkrechten Überlagerung jener beiden und der an 100 m betragenden Lücke in der Steilwand dazwischen hypothetisch zu erwarten, wird aber durch weitere Befunde auch unmittelbar bestätigt. Schon Scholz glaubt unter Uhligs Material auch fragliches Oligocän zu erkennen. Janensch hat aber auf halber Höhe des Anstiegs nach Kitunda auf der weiter westlich eingeschobenen Terrasse Funde gemacht, die auch Oppenheim zu entsprechendem Ergebnis führten.

Eine auch für die Tektonik und Morphologie wichtige Frage ist es, wie weit das Tertiärgebiet sich nach Westen hin erstreckt: Gehört die zwischen den Hügelzügen der Küste und den Kreideplateaus sich hinziehende Ausräumungszone noch dem Tertiär ganz oder zum Teil an, ist also der Tertiärstreifen durch Erosion auch von Westen her zurückgedrängt? Die Aufschlüsse sind ja ungemein gering. Die Flußbetten sind zum Teil in eigene junge Aufschüttungen eingeschnitten und die ganze Niederung ist

mit Eingeborenen-Pflanzungen, Bananen-Dickichten, stellenweise auch Busch bedeckt. Auf Vorhügeln nach Westen hin fanden sich so spärliche Fossilien, daß daraus das Alter nicht erschlossen werden konnte. Dütenmergel sind verbreitet, scheinen aber, soweit wir erkennen konnten, den Kreideschichten am Osthange der Plateaus eingeschaltet zu sein. Immerhin bleibt da manches ungewiß.

Daß aber gerade die in der Senke selbst hauptsächlich zu beobachtenden Tone Fossilien geliefert haben, wurde bereits früher mitgeteilt. Zwei einander dicht benachbarte Fundorte konnte ich am nördlichsten Lindi-Kriekarm ausbeuten: eine von der Straßenanlage durchschnittene Schwelle bei Mtangi am Westfuß des Kitulo besteht aus fettem, zu Töpfereizwecken ausgebeutetem Ton mit hellgelben Septarien. Der Ton wie die Konkretionen führen in geringerem Maße Fossilien und zwar wiegt besonders im Ton eine *Arca* (sensu stricto) vor. Daneben ganz zurücktretend liefert der Ton eine *Tellina*-Art und eine einzige winzige Ostreen-Schale, die Septarien-Knollen wenigstens lagenweis eine Mikro-Fauna, in der eine kleine *Turritella*, je eine winzige radial *(Corbula)* und eine konzentrisch gerippte Muschel *(Cardita?)* im Abdruck und Steinkern, ein wenig größerer *Pecten*, sowie ein schlechtes Bruchstück eines Krusters zu nennen sind.

Von ganz anderem Charakter ist eine zweite benachbarte Stelle: der Mdenga-Hügel bei Nguru-Mahamba. Der hier in einzelnen Brocken auftretende Sandstein und seine Fauna, wenigstens die Schnecken und Haifisch-Zähne sind bereits bearbeitet[3a]) und als bestimmend für obere Kreide erkannt worden. Die Masse des Hügels, auf dem die Brocken sich fanden, besteht aus Ton, in dem mangels jeglicher Aufschlüsse nichts zu gewinnen war.

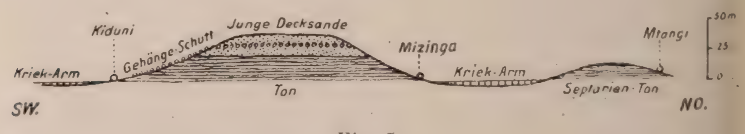


Fig. 5.

In gleicher Höhe, nämlich unmittelbar über der Fluthöhe des Meeresspiegels, anstehende Tone, beide ebenfalls

---

[3a]) Dietrich, Hennig in Wiss. Erg. d. Tendag.-Exp. Archiv f. Biontologie Bd. II, Heft 4, 1914.

fossilfrei, wurden aus einer Kiesgrube nahe dem Marktplatz in Lindi, also östlich des Kitulo, im Liegenden des Nummuliten-Kalks (s. oben) und (in größerer Nähe) von einem Hügel zwischen Mizinga und Kiduni (Fig. 5) angeführt. Im letzteren Falle kann man, da ihn lediglich ein Kriekarm von Mtangi trennt, eine Identifizierung wagen, die hier freilich ohne Bedeutung wäre. Vorsichtiger muß man bei dem Ton aus Lindi zu Werke gehen, der dem von Mtangi zum Verwechseln ähnelt, was ja bei solcher Fazies allerdings ebenfalls nichts besagen will. Denn der Nummulitenkalk ist mitteleocän und vom Kitulo ist Untereocän durch Herrn Professor Oppenheim erkannt worden. Der Ton von Mtangi aber dürfte in jedem Falle älter sein, also nicht unmittelbar das Liegende des Nummulitengesteins bilden können.

Es gilt nämlich zuvor die Frage nach dem Verhältnis zwischen Mtangi und Nguru-Mahamba zu lösen. Hier ist die räumliche Entfernung ziemlich gering, eine Gleichstellung der Tone erscheint durch den bloßen Augenschein geboten. In diesem Falle wäre der Ton von Mtangi um ein Geringes älter als der oberkretazische Sandstein oder dieser wäre ihm mindestens eingelagert, also gleichaltrig. Ins Auge zu fassen ist aber auch die Möglichkeit eines allgemeinen leichten Einfallens nach Osten, durch das der Mtangi-Ton ins Hangende des Sandsteins und dessen toniger Unterlage käme. Dann könnte er unter dem Kitulo einstechen, d. h. zum Untereocän überleiten und damit einen besonders wichtigen Horizont darstellen. Darüber kann natürlich, solange nicht unmittelbar abgelesene Profile uns aller weiteren Fragen entheben, einzig die Fauna Auskunft geben.

Schon im Augenblick ein endgültiges Urteil gewinnen zu können, glaube ich die *Arca* des Septarientons mit verhältnismäßig weitstehenden, gekörnten Rippen in dem Oberkreidesandstein, wenigstens in demjenigen von Lilimbe bei Kitere wieder zu erkennen. Leider scheint es sich um eine neue Art zu handeln; ich habe bisher nirgends etwas ähnliches entdecken können. Ich möchte danach zunächst den Septarienton als eine besondere Fazies in dem Oberkreide-Vorkommen am Lindi-Kriek ansprechen, ohne freilich im Augenblick Beweise zur Hand zu haben.

Soviel über die Umgebung von Lindi. Wenn es mir im Gebiete südlich davon bis Mikindani gelang, einige Beobachtungen im Tertiär zu machen und auch die Oberkreide an einem zweiten Fundort festzustellen, so geschah das unerwartet, ja eigentlich wider Willen. Meine Absicht war,

auf einem kurzen Vorstoß in das Makonde-Hochland die Tendaguru-Schichten und, wenn möglich, die Dinosaurier-Schichten auch nach jener Richtung hin zu erkunden. Auf BORNHARDTS Karte vom Jahre 1900 hatte das Gebiet zwischen dem Lukuledi, seiner Route längs der Küste bis Mikindani und von dort landeinwärts völlig weiß bleiben müssen. Auf dem geologischen Blatt war die Lücke einfach mit Mikindani-Schichten ausgefüllt und lediglich im Einschnitt des Mambi-Tals das Tertiär weiter aufwärts als Liegendes angegeben worden. Die RAMSAYsche Route längs des Mambi vom Dezember 1895 scheint damals noch nicht verfügbar gewesen zu sein. Das Blatt Massassi der DIETRICH REIMERschen Karte verwendet sie sowohl als eine solche von STENTZLER aus dem Jahre 1896 und eine dritte von FONCK II aus dem August 1899, um jene Lücke wenn nicht auszufüllen, so doch in kleinere aufzulösen. Nach dem so gewonnenen Kartenbilde glaubte ich auf Grund des mir bekannten Gebiets nördlich vom Lukuledi die Ausläufer eines ausgedehnten Makonde-Plateaus auf der FONCKschen Route antreffen zu können. Bei Kihaha stieß ich auch in freilich noch niedriger Lage (ca. 100 m) auf ein Kieselholz, das mir die Anwesenheit von Schichten der „Lindi-Formation" verriet. Die Höhe des kleinen Mbuto-Plateaus zeigte bei ca. 170 m Höhe unter wildester Buschbedeckung nur rotsandigen Verwitterungsboden. Es war mir danach eine große Enttäuschung, daß der Weg schnell wieder abwärts in weite grasbedeckte Niederungen führte, die zwischen dem Mambi und Kiheru-Tale sich erstrecken und daß mir auch oberhalb des Kitere-Sumpfsees die eigentlichen Makonde-Höhen noch in kaum absehbarer Ferne im Westen blieben.

Hatte ich aber gehofft, vom Kitere geradeswegs auf Mikindani hin ziehen zu können und so den größten Restbestandteil der kartographischen Lücke ausmerzen zu können, so wurde ich abermals bitter enttäuscht. Mir standen für den Weg Lindi-Mikindani nur wenige Tage zur Verfügung: am 2. Februar 1911 lagerte ich am Oberende des Mtere-Armes[4]), der zum Lindi-Kriek gehört. Am 3. mußte ich schon in Kihaha Halt machen, über das ich bereits

[4]) Am östlichen Ufer des Kriekarms bei Mtere lagen große Sandsteinplatten. Fossilien fand ich nicht darin, konnte auch nicht mit Gewißheit ausmachen, ob es sich um Einlagerungen in tonigen Schichten handelte. Die Fazies des Sandsteins erinnerte mich lebhaft an das, was ich sonst innerhalb des Tertiärs beobachtet hatte.

hinausmarschiert war, weil eine weitere Siedelung nicht mehr zu erreichen war, die Träger aber auf eine solche angewiesen sind, will man die Karawane nicht mit allzuvielen Lebensmitteln selbst belasten. Am 4. blieb ich, da mich der Oberkreide-Fund aufgehalten hatte und ich den weiteren Weg nach Mikindani erkunden wollte, in Hangambale oberhalb des Kitere-Sees. Am 7. ging der Dampfer von Mikindani ab, den ich erreichen mußte; es standen mir also nur noch zwei Tage zur Verfügung. So mußte ich denn — ungläubig genug! — den Eingeborenen vertrauen, die mir versicherten, nach Mikindani bestände um diese Zeit (Beginn der Regenperiode) kein gerader Verbindungsweg, der berüchtigte Makonde-Busch verwehre jegliches Durchkommen. Zu Erkundungen auf eigene Faust blieb nicht genug Spielraum mehr. Ich mußte mich zu dem beträchtlichen Umweg über Ndumbwe am Ssudi-Kriek entschließen, d. h. bereits begangenen Pfaden folgen und zudem beträchtliche Märsche zurücklegen, auf denen für Aufenthalt zu geologischen Beobachtungen nicht viel Zeit blieb. Einige kräftige Regengüsse taten dann das ihre dazu, um das Sammeln unterwegs zu erschweren.

Zu meiner nicht geringen Überraschung traf ich schon am Unterrande des Kitere-Sees wieder auf das Tertiär. Der enge Cañon des Mambi-Flusses durchsägt den von Lindi fast genau südwärts streichenden Höhenzug, hinter dem er sich in der weiten Ausräumungsmulde, eben als Kitere-See, aufstaut. Der Tertiärstreifen zieht demnach unbeirrt in der Richtung weiter, die er von Kilwa bis Lindi innehält, nicht aber parallel der Küste, die von Lindi ab kräftig nach Osten vorspringt. Mit anderen Worten: Das Tertiär ist hier im südlichsten Teil der Kolonie in wesentlich breiterem Zuge dem Meere entstiegen. Leider ist die Tertiär-Kreide-Grenze am Grenzfluß des Rovuma noch nicht bekannt, dürfte danach aber recht weit aufwärts zu erwarten sein, so daß das Bild der Bornhardtschen Karte in der Beziehung eine erhebliche Änderung erfährt.

Wichtiger noch erscheint die Feststellung, daß hier im Talboden bei etwa 50, höchstens 60 m Meereshöhe durch die von Kitunda her wohlbekannten Lepidocyclinen und einen *Schizaster* der Aquitanien-Horizont angezeigt wurde. Die so viel tiefere Lage gegenüber dem Lindi-Kriek ließe sich durch allmähliches Einfallen oder, wenn man die Erfahrungen bei Lindi verallgemeinern will, durch tektonische Absenkung ungezwungen erklären. Aber was folgt an dieser Stelle

darüber? Beiderseits steigen die Hänge steil an, bis zu welcher Höhe, war mir nicht möglich festzustellen. Noch weniger konnte ich zu meinem Leidwesen die Zeit erübrigen, jene höchst wichtige Frage durch Aufnahme eines Profils an den schwer zugänglichen Talwänden ihrer Lösung näher zu bringen. Muß man nicht voraussetzen, daß hier noch jüngeres Tertiär, und zwar Miocän, zu finden wäre? Für die Kenntnis der geologischen Vorgänge im jüngeren Tertiär bis zur Ablagerung der Mikindani-Schichten, wie für deren engere zeitliche Begrenzung selbst wären solche Funde von hoher Bedeutung.

von Staff und ich selbst haben schon darauf hingewiesen, wie der gesamte Tertiärstreifen oben durch eine Fläche abgeschnitten wird, die in den Vorstufen des Hochplateaus innerhalb der Kreideschichten ihre Fortsetzung findet und den sog. Mikindani-Schichten als Terrassenbildung zugeordnet ist. Durch die Sicherstellung stärkerer Verwürfe in der Umgebung Lindis vervollständigt sich noch das Bild dieser Fläche als einer durch erosive Kräfte geschaffenen Einebnung. Der tektonische Faktor ist durch sie im Oberflächenbilde vollständig ausgelöscht worden. Für die Zerlegung des Komplexes in einzelne Schollen und ihre gegenseitige Verschiebung, für die Einebnung selbst und die Beschotterung bleibt nur ein verhältnismäßig geringer Zeitraum. Je weiter sich die marine Sedimentation nach oben hin verfolgen läßt, um so enger wird diese zeitliche Begrenzung.

Nicht nur fluviatile Schotter gehören zu den Mikindani-Schichten, auch eine Verwitterungsdecke gehört jener Terrasse an, hat sich natürlich in späterer Zeit noch dauernd verstärkt. Ich habe bereits früher geschildert, wie zwischen dem Ssudi-Kriek und der Bucht von Mikindani eine rotsandige Verwitterungsdecke aus hellweißen Kalken des Tertiärs entsteht und die schratten- oder karstförmige

Fig. 6.

Oberfläche eben dieses Kalkes ausfüllt und einebnet (Profil 6). Es ist nicht eine fremde, von außen darauf gelegte Decke, die in Farbe und Fazies sich so scharf schneidet, sondern ein autochthones Produkt, ein typischer Fall der Roterdenbildung unter tropischem Klima. Welchen Alters hier die Tertiärschichten sein mögen, läßt sich bei dem fast völligen Mangel geeigneter Fossilfunde bisher nicht ermitteln. Zwei Pectiniden-Reste, die ich aus dem Anstehenden schlug, sprechen jedenfalls nicht dagegen, daß die Oberfläche bei etwa 90 m Meereshöhe hier wieder durch den Kitunda-Horizont, d. h. Aquitanien, gebildet wird. Sicherlich wären bei weniger eiligem Vorbeimarschieren bessere Unterlagen zu gewinnen. In strömendem Regen stieg ich über schrattige Kalke nach Mbuo ab, in denen ich Spuren von Korallen zu sehen glaubte. Ich hoffte auf dem Gegenufer beim Anstieg genauere Beobachtungen machen zu können, fand auch entsprechende Kalke wieder, hier aber ohne fossile Reste darin.

Ich habe früher das Profil eines Brunnenschachtes von der Nordseite der Mikindani-Bucht gebracht, das uns interessante Einblicke in den Aufbau des Bodens bis unter den Meeresspiegel gewinnen läßt. Ich kann leider noch nichts darüber sagen, ob und welche Schichten des Tertiärs hier etwa beteiligt sind und was sich daraus für die Tektonik entnehmen läßt. Von Mikindani aus konnte ich, da die Rückfahrt nach Lindi angetreten wurde, keine weiteren Erkundungen in der Nachbarschaft dieses schönen Hafenortes mehr unternehmen.

Den Tertiäranteil der ganzen Küste zwischen dem Kitulo bei Lindi nach Norden bis Kilwa Kivindje habe ich leider nie betreten. Bei Kilwa selbst dagegen machten meine Leute am Wege nach Kilwa Kissiwani ein kleines Vorkommen ausfindig, von dem ich einiges Material mitbringen konnte. Es wird damit der jüngere (Aquitanien-) Horizont von Lindi auch hier durch Fossilien belegt. Bornhardt hatte von offenbar sehr benachbarter Stelle Eocän-Material beigebracht. Seinen Fundort habe ich leider nicht gesehen, vermag also über die Lagebeziehungen nichts Bestimmtes auszusagen. Da aber beide Vorkommnisse nur in sehr geringer Höhe anstehen, möchte ich vermuten, daß auch hier Tektonik im Spiele ist, die zwei weit getrennte Schichten nebeneinander gelegt hat.

Sehr eigentümliche Bewandtnis hat es mit dem Tertiär, das auf Bornhardts Karte westlich des Ssingino-Hügels

eines ziemlich mächtigen Komplexes jüngerer zu den Mikindani-Schichten gehörenden Sande, sich eingetragen findet. Die Karawanenstraße, die Kilwa mit dem Hinterlande verbindet, überschreitet den Ssingino, quert ein Tal, das zum Matandu hin entwässert, und steigt dann nach Namkurukuru an. Bei diesem Anstieg werden auf dem Wege selbst Gesteinsplatten von eigenartigem Habitus überschritten, die zu einigen Irrtümern Anlaß gegeben haben. Außer BORNHARDT haben auch LIEDER, TORNAU, JANENSCH und ich diese Stelle berührt. BORNHARDT stützt sich nun darauf, „daß die im Königlichen Museum für Naturkunde in Berlin aufbewahrte G. LIEDERsche Sammlung nummulitenführende Kalke mit der Fundortsangabe Ssingino bei Kilwa enthält"[5]). Die Handstücke liegen mir vor. Der Ssingino selbst enthält aber dergleichen Gesteine nicht, und ich sehe keinen Anlaß zu der Annahme, daß sie an seinem Westfuß aufgelesen seien. Sicher trifft das dagegen zu für ein gleichfalls von LIEDER gesammeltes Stück jener erwähnten Fazies, die zu Verwechslungen verleitet haben könnte. Die angewitterten Flächen zeigten ein Haufwerk meist paralleler Querschnitte von Dimensionen, wie man das im Eocän-Kalk zuweilen beobachtet. Ein frischer Anschlag freilich zeigt sandiges Zement und dichte Querfaserung der Bruchflächen der vermeintlichen Fossilien. JOH. BÖHM, dem die TORNAUsche Sammlung zur Bearbeitung vorlag, glaubte daher mit größerer Berechtigung einen Sandstein vor sich zu haben, „der mit Bruchstücken einer Schale erfüllt ist, die anscheinend von einer kräftigen und ziemliche Größe erreichenden *Inoceramus*-Art herstammen"[6]). Er führte die Breccie, ohne ihr Alter mit Sicherheit angeben zu wollen, auf eine Aufarbeitung der Kreide durch das Tertiärmeer zurück. Dabei ist freilich zu bedenken, daß Inoceramen in der reichen Fauna der Deutsch-Ostafrikanischen Kreide noch nicht bekannt sind; ihre Rolle spielen in diesen Südmeeren ja die Trigonien.

Die Aufsammlungen JANENSCHS bringen nun eine überraschende Aufklärung: es sind, wie er durch deutliche Be-

---

[5]) BORNHARDT: Geologie und Oberflächengestaltung Deutsch-Ostafrikas, 1900, S. 282.

[6]) JOH. BÖHM: Kretazische Versteinerungen aus dem Hinterland von Kilwa Kiwindje. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, Bd. 64. Monatsber. S. 211.

lege beweisen konnte, gar keine organischen Gebilde, sondern Einschlüsse von Faserkalk, der auf Klüften zwischen Sandsteinplatten entstanden, in größeren und kleineren Bruchstücken losgelöst und mit dem Muttergestein ganz ähnlichen Sandsteinmasse wieder verkittet ist. Diese Entwicklung ist durch Handstücke aller Stadien gesichert.

Da die Sandsteine sich im Habitus durchaus denen gewisser Lagen in der Unterkreide des Hinterlandes anschließen, könnte man das Tertiär westlich des Ssingino somit gänzlich streichen. Doch hat Bornhardt mächtige Tone gesehen (ich selbst zog nicht auf der Karawanenstraße, sondern südlich davon, wo mir nichts dergleichen zu Gesicht kam), die er nach Analogie von Vorkommnissen bei Lindi und Kiswere ebenfalls zum Tertiär zu stellen geneigt ist. Auch befindet sich unter Lieders Handstücken einer jener mächtigeren Faserkalk-Brocken, wie sie aus den Tertiärtonen zwischen Kiswer und Lindi auch uns vielfach bekannt geworden sind. Mit den dünnen Lagen aus dem Sandstein sind sie nicht zu verwechseln. von Staff brachte solche Faserkalke mit Verwerfungsklüften zusammen. Es genügen aber schon Trockenrisse und Lücken, die beim Abrutschen von Tonmassen am Gehänge entstehen, um derartige Ausfüllungsbildungen zu veranlassen. Jedenfalls belegen auch sie das Auftreten von Tonen an dieser Stelle, die man tatsächlich im Tertiär (allenfalls der Oberkreide, die hier aber noch nachzuweisen wäre) besser als in den „Tendaguru-Schichten“ unterbringt.

Nummulitenführendes Eocän liegt ja, wie oben ausgeführt wurde, nebst jüngeren Schichten jenseits des Ssingino an der Küste in nicht wesentlich verschiedener Höhenlage, könnte also unter dem Ssingino sehr wohl bis nach Namkurukuru durchstreichen. Doch fehlt einstweilen der paläontologische Nachweis dafür.

Die Frage, ob das Tertiär dem Kreidehinterland normal angelagert oder aber durch eine gewaltige tektonische Störungslinie von ihm abgegrenzt sei, ist ebenfalls noch nicht durch reine Beobachtung entschieden. Bornhardt sprach sich aus Vorsicht für den ersteren Fall aus; von Staff[7]) hat ausführlich die dagegen sprechenden Gründe in klarer und tiefgreifender Diskussion zusammengestellt. Neben der Gradlinigkeit der Grenzlinie, soweit wir sie heut

[7]) v. Staff: Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. (Wissensch. Ergebn. d. Tendaguru-Exped. 1909—1911), Archiv f. Biontol., Bd. III, Heft 3.

übersehen, spricht der Reichtum an chemischen Absätzen wie Ton und Kalk, zumal an der Basis des Tertiärs für tektonische Begrenzung bzw. Absatz an einer flachen Küste. Der Steilanstieg des Kreideplateaus unmittelbar westlich von dem Tertiärstreifen muß nachträglich durch Heraushebung entstanden sein. Wäre das Tertiär auf einer Terrasse davor zur Ablagerung gelangt, so müßte man die Trümmer der herausgeschnittenen Komplexe in Form von Brandungsschutt und bei den dann anzunehmenden Gefällsverhältnissen obendrein fluviatil herzugetragene Gerölle in Form von groben Konglomeraten erwarten. Davon ist nichts zu sehen.

Wohl aber bestanden die heutigen Höhenunterschiede zwischen der Tertiär- und Kreidemasse, wenn auch nicht die heutigen absoluten Höhen zur Zeit der Verebnung, die das Tertiär nach oben hin abschneidet und als Terrassen mannigfachster Art in den Kreideblock, ja darüber hinaus rückwärts bis in die kristallinen Gebiete übergreift. Auch sie ist inzwischen um mehr als 200 m über dem Meeresspiegel angestiegen und durch Küstenabbrüche der Erosionsbasis nähergerückt, so daß ihre Zerteilung bereits weitere Fortschritte gemacht hat. Mag ihre Datierung im einzelnen noch nicht feststehen, so bleibt doch nur die Wende von Tertiär und Quartär für den zweifellos langwierigen Prozeß ihrer Entstehung und die Ablagerung der Mikindani-Schichten übrig.

Unter dieser Voraussetzung aber gewinnt sie hohen Wert als potentielle Trägerin von Skelettresten entsprechend alter Landsäugetiere. Auf die Gleichheit der Bedingungen zwischen dem Kiturika-Plateau und der südwestdeutschen Juraplatte bezüglich rotlehmerfüllter Spalten habe ich früher an anderer Stelle[8]) hingewiesen. Hier sei nur das Auftreten von Süßwasserkalk auf der als Vorplateau in den Osthang des Likonde eingeschnittenen Terrasse hingewiesen. Für entsprechende Nachforschungen wäre da natürlich der gegebene Ort!

Herr JANENSCH sammelte auf einem Marsche an der Straße Kiswere-Lindi etwa 1—2 km vom Ostfuße des Likonde-Plateaus einen grauen, offenbar nicht sehr reinen, aber oberflächlich schrattenartig zerfressenen Kalk mit einer winzigen Schnecke, die Herr DIETRICH, der Bearbeiter der Schnecken-

---

[8]) Über Urgon in Deutsch-Ostafrika. Zentralbl. f. Min. usw., 1913, S. 85.

funde der Tendaguru-Expedition, als *Bithynia* bestimmte. Letzterer war es auch, der mich auf den freilich nur gefühlsmäßig erfaßbaren altertümlichen Habitus des Ganzen aufmerksam machte. Nach Beendigung der Expedition sandte uns unser verhältnismäßig intelligenter Oberaufseher BOHETI von offenbar derselben oder mindestens eng benachbarter Stelle ein weiteres Handstück des gleichen Kalkes mit einer großen *Achatina*. Daß unter den heutigen Oberflächenverhältnissen dort solche Bildungen zustande kommen, ist wenig wahrscheinlich. Man wird sie wohl in eine Zeit zurückversetzen dürfen, in der jene Terrasse noch Niederung war. Aus den vorliegenden Fossileinschlüssen ist über solche Altersfragen noch nicht viel zu entnehmen. Denn artliche Abänderungen kann man für einen Zeitraum selbst seit dem Jungtertiär bis zur Gegenwart — zumal in den Tropen — nicht ohne Einschränkung in jedem Einzelfall voraussetzen. Die Identität mit lebenden Formen würde also nichts beweisen. Aber selbst neue Arten brauchten nicht unbedingt der Vergangenheit angehören. Denn die Artunterscheidung ist bei den rezenten Vertretern recht weit getrieben, so daß gewiß auch in der heutigen Fauna noch unbekannte Typen bei so feiner Grenzführung zu erwarten sind.

Das hindert, auch ein anderes interessantes Vorkommen hier zum genaueren Vergleich heranzuziehen: RECK hat weit im Innern des Schutzgebietes an der Strecke der Zentralbahn im Gebiete der Tanganjika-Formation einen sehr bemerkenswerten Fund eines schneckenführenden Gesteins gemacht. Jeder, der es sah, hielt es zunächst dem Habitus nach für eine mindestens tertiäre, jedenfalls nicht jugendliche Bildung, und doch sind alle darin vorkommenden Arten von rezenten Landschnecken kaum zu unterscheiden. Besonders auffällig ist in dem harten dunklen Kalk der Anblick eines freilich nicht sehr gut erhaltenen *Hippopotamus*-Zahns. Solchen Säugerresten gilt es noch in den jugendlicheren Oberflächenbildungen eifrig nachzuspüren. Sie allein können festere Stützpunkte zur stratigraphischen Eingliederung gewähren und unter Umständen bedeutsame Aufschlüsse über die Vorgeschichte der heutigen afrikanischen Tierwelt liefern. Mit Zuhilfenahme der Terrassenforschung[9]) ließe sich so über die Schicksale des festen Landes im jüngeren Tertiär und seither sicherlich noch viel Klarheit gewinnen.

[9]) Nicht zu vergessen die vulkanischen Tuffe gewisser Gebiete, vgl. Oldoway in der Sserengeti-Steppe!

Hier aber sei auf diese angrenzenden Fragen nur ergänzungshalber hingewiesen. Denn wir verlassen damit bereits das Gebiet der Meeresablagerungen an der südlichen Küste, vermutlich sogar das Tertiär selbst, von dem hier die Rede sein sollte. Meine Ausführungen haben lediglich den Zweck, die wichtigere Bearbeitung des tertiären Fossilmaterials zu ergänzen und die geographische Orientierung zu ermöglichen, deren ja auch die stratigraphische Auswertung paläontologischer Funde nie ganz entraten kann. Ganz besonders danken aber möchte ich Herrn Professor Oppenheim dafür, daß er selbst sich der Ausbeute angenommen und seine eingehenden Kenntnisse nicht nur, sondern auch seine Zeit in den Dienst dieser Sache zu stellen sich bereit gefunden hat.

Zur Diskussion sprachen die Herren Werth, Hennig, Jentzsch.

Herr **JENTZSCH** bemerkte: Beide Vorträge geben über das bisher wenig erforschte Küstengebiet Aufschlüsse von weittragender Bedeutung. Dahin rechne ich die aus Herrn Oppenheims Mitteilungen ersichtliche Tatsache, daß marines Eocän nicht nur im Ganzen als Nummulitenformation von den Pyrenaeen über Ostafrika zu den Sundainseln reicht, sondern daß sogar dessen einzelne Stufen in überraschend gleichmäßiger paläontologischer Entwicklung von den Alpen bis Deutsch-Ostafrika und Madagaskar verbreitet sind.

Die von Herrn Hennig geschilderten Beobachtungen, nach denen derselbe Verwerfungen vermutet, muß ich als deutliche Beweise für das Vorhandensein sehr erheblicher posteocäner Randverwerfungen des afrikanischen Sockels erachten. Neben Herrn Hennigs m. E. bereits entscheidenden Beobachtungen spricht dafür auch der von Herrn Werth betonte Verlauf der Isobathen an Ostafrikas Küste. Der Umstand, daß die Isobathen noch in größerer Meerestiefe einen Knick in der idealen Verlängerung der großen Küstenflüsse zeigen, spricht klar für den Zusammenhang und somit nicht nur für die tektonische Uranlage jener Flußtäler, sondern zugleich für die bedeutende Sprunghöhe. Wie leicht erklärlich und vielerorts beobachtet, sind auch hier Längsverwerfungen und Querverwerfungen isochron.

Meine Überzeugung von der Wirklichkeit und der großen Sprunghöhe der dortigen Verwerfungen veranlaßt mich, eine Beobachtung des Herrn Hennig, die derselbe mehr

nebenbei erwähnte, besonders zu betonen: Herr H. erzählte, daß bei den Wanderungen zwischen den Felswänden sein Begleiter plötzlich ermattet sei, so daß die Wanderung abgebrochen werden mußte; auch sei die Fackel erloschen. Ich erblicke in dem gleichzeitigen Auftreten dieser beiden Mißgeschicke die deutliche Wirkung einer Mofette. Herr HENNIG ist ungewöhnlich lang, konnte also recht wohl eine Kohlensäureschicht überragen, die seinem vermutlich kürzeren Begleiter gefährlich wurde und die Fackel zum Verlöschen brachte. So wäre also dort eine Mofette gefunden, deren Auftreten einen verstärkten Anhalt für die Annahme sehr erheblicher Verwerfungen oder des Ausklingens vulkanischer Erscheinungen bieten könnte.

Herr **JENTZSCH** spricht **„Über Bohrkerne aus West- und Ostpreußen“.**

Herr **JENTZSCH** legte drei Bohrkerne aus Ost- und Westpreußen vor und sprach darüber folgendes:

Abgesehen von der fiskalischen Tiefbohrung Heilsberg, deren Bohrkerne P. G. KRAUSE[1]) untersucht und eingehend beschrieben hat, beruht die geologische Karte der preußischen Provinzen Ost- und Westpreußen ausschließlich auf Beobachtungen von Tagesaufschlüssen und gewöhnlichen, mit Meißel und Schappe ausgeführten Bohrungen, während für die Nachbarprovinz Posen eine ganze Reihe von Kernbohrungen vorliegt, darunter solche von Schubin, dem zweittiefsten Bohrloch der Welt. Für Ost- und Westpreußen beruht meine Darstellung[2]) — neben den wenigen fiskalischen Bohrungen — auf Untersuchung der Schichtenproben zahlreicher zur Erschließung von Wasser ausgeführter Bohrungen, von denen keine mehr als 308 m Tiefe erreichte. Um so erfreulicher ist es, daß nunmehr auch die Privatindustrie zur Anwendung der Kernbohrung übergeht, welche gegenüber dem älteren Verfahren den Vorzug hat:

a) die Schichtengrenzen schärfer zu erfassen;
b) deren Neigungswinkel zu zeigen;
c) die Struktur und gesamte Beschaffenheit des Gesteins unverändert zu erhalten;
d) Versteinerungen und andere Einschlüsse wohl erhalten und in natürlicher Lage zu liefern.

[1]) KRAUSE im Jahrb. K. preuß. Geol. L.-A. für 1899, S. 185 ff.
[2]) JENTZSCH: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandl. K. preuß. Geol. L.-A., N. F. Heft 72, S. 1—48 mit Karte in 1:1 600 000.

Seitdem ich bei Antritt meiner Stellung in Königsberg im Frühjahr 1875 einen Aufruf zur Einsendung erlassen, strömten im Königsberger Provinzialmuseum zunächst Hunderte, später alljährlich Tausende von Bohrproben zusammen, deren geologische Bestimmungen ich in den Jahresberichten des Provinzialmuseums niederlegte, die ich in den Schriften und Sitzungsberichten der Physikalischen Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg 1875 bis 1899 veröffentlichte. Auch die seitdem durch KEILHACK und SCHNEIDER im Jahrbuche der Geologischen Landesanstalt veröffentlichten Bohrprofile konnten für Ost- und Westpreußen, abgesehen von Heilsberg, keine Bohrkerne benutzen. Erst vor wenigen Jahren ist es mir gelungen, die Anwendung der Kernbohrung für eine nichtstaatliche Wasserbohrung Ostpreußens durchzusetzen.

Die Stadt Memel, die nördlichste des Deutschen Reichs, wollte ihr Wasserwerk erweitern, welches sein Wasser aus einer, nach meinem Vorschlage im letzten Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts angesetzten, Tiefbohrung bezieht. Von der bisherigen Menge, Steigkraft und Beschaffenheit des Wassers — des einzigen in Ostpreußen aus Fels entspringenden — sehr befriedigt, wünschte die Stadt von mir ein Gutachten über die für Erschließung gleichen artesischen Wassers geeigneten Bohrpunkte. Im Hinblick auf das Vertrauen, welches der Magistrat der bis dahin bewährten geologischen Methodik entgegenbrachte, durfte und mußte ich darauf hinweisen, daß die neue Bohrung, mindestens in ihren tieferen Teilen, durch Kernbohrung mit Diamantkrone auszuführen sei, damit auf Grund der oben unter a—d aufgezählten Vorzüge, aus dem neuzuerschließenden Bohrprofil, in Verbindung mit dem älteren, eine erheblich schärfere Prognose für künftige Fälle gegeben werden könne. Obwohl der Bohrunternehmer, Herr E. BIESKE in Königsberg, den für Kernbohrung erforderlichen Apparat neu beschaffen mußte, entschloß sich der Magistrat, die dadurch bedingten erheblichen Mehrkosten zu tragen. Die Bohrung hatte den erwarteten Erfolg in vollem Maße: ein mächtiger Quell trefflichen, hoch überfließenden Wassers wurde erschlossen und damit für die Erweiterung des städtischen Wasserwerks die gesicherte Grundlage geschaffen, zugleich aber auch durch die geförderten Bohrkerne ein für Wissenschaft und Praxis brauchbarer Aufschluß gewonnen.

Ein mittelbarer Nutzen kam hinzu. Herr BIESKE, der in Memel den Vorteil der Kernbohrung erkannt hatte, wandte

den einmal beschafften Apparat auch weiter an und vergrößerte ihn, so daß er in Saspe bei Danzig damit eine Bohrung von 350 Millimeter Durchmesser ansetzen und nach der zweiten Verrohrung noch mit 267 Millimeter Durchmesser fortsetzen konnte.

So dürfen wir hoffen, auch aus Ost- und Westpreußen von tieferen Brunnenbohrungen, deren Schichtenproben in vielen Tausenden von Schachteln Herr BIESKE seit mehr als einem Menschenalter mit seltener Treue und wissenschaftlicher Fürsorge zur geologischen Untersuchung mir bezw. später der Geologischen Landesanstalt eingesandt hat, künftig Bohrkerne von einer den vorgelegten Stücken ähnlichen Güte zu erhalten. Aus der großen Zahl eingesandter Kerne wurden folgende drei zum Vorzeigen ausgewählt:

Der erste Kern stammt aus dem Wasserwerk der Stadt Memel, Bohrloch III, und zwar aus etwa 250 m Tiefe. Er stellt das erste größere Stück anstehenden Zechsteins aus Ostpreußen dar.

Der Zechstein wurde für Ostpreußen zuerst durch die fiskalische Tiefbohrung Purmallen gefunden, welche westlich des Dangeflusses, 6 km nördlich der Stadt Memel, in den Jahren 1876—1877 niedergebracht wurde[3]), und war auch in beiden für das Wasserwerk Memel auf dem Grundstück der städtischen Gasanstalt abgeteuften Meiselbohrungen erreicht worden. Nunmehr gestattete der Steinkern, den Zechsteinkalk als einen teils dichten, teils zuckerkörnig kristallinen weißen dolomitischen Kalk in Handstücken zu schlagen und darin Versteinerungen zu finden, welche die bis dahin bekannte Faunula des ostpreußisch-kurischen Zechsteins ergänzen. Als neu gefunden wurden insbesondere *Schizodus truncatus* KING und *Schizodus Schlotheimi* GEIN. erwähnt, ferner *Gervillia ceratophaga* SCHLOTH. und *Astarte Vallisneriana* KING.

Nach der im Chemischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt durch Dr. KLÜSS ausgeführten Analyse enthält dieser Bohrkern in 100 Gewichtsteilen:

30,06 CaO und
21,23 MgO, entsprechend
53,68 Kalkkarbonat und
44,58 Magnesiakarbonat.

---

[3]) BERENDT u. JENTZSCH: Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen. Jahrb. K. preuß. Geol. Landesanst. f. 1882. S. 347 bis 361.

Er kommt demnach einem normalen Dolomit ziemlich nahe, wenngleich er, wie sein Verhalten zu kalter Salzsäure zeigt, noch mehrere Hundertstel an Calcit gleichmäßig verteilt enthält.

Der zweite Bohrkern entstammt 230 m Tiefe desselben Bohrkerns und gehört den von mir als „Purmaller Mergel" bezeichneten Schichten an. Diese ziegelroten kalkhaltigen Tone hatte ich bisher nur in wenig ansehnlichen, gemeiselten Proben gesehen, wenngleich ich sie nach Gestein und Lagerung von Memel nordwärts über Purmallen bis Polangen in Russisch-Littauen verfolgt hatte. Ich hatte sie mit der „Tartarischen Stufe" Nikitins verglichen und darauf hingewiesen, daß sie mit dem durch die Bohrungen Lieth bei Elmshorn, Stade, und neuerdings Schubin bei Bromberg in gewaltiger Mächtigkeit erschlossenen roten Tongestein die tartarische Stufe des Wolgagebietes, durch Norddeutschland hindurch verbinden mit Helgoland. Diese tartarische Stufe galt früher für Trias; später wurde sie durch Muschketow auf Grund der Glossopteris-Funde zum Perm gezogen. Jetzt sehen wir an den Memeler Bohrkernen, daß diese nach ihrer ganzen Gesteinsbeschaffenheit, insbesondere ihrer oft durch kreisrunde entfärbte Flecken gemusterten ziegelroten Farbe völlig gewissen Schichten des Profils von Schubin gleichen. Wichtig ist nun, daß sie in Memel durch Wechsellagerung innig mit dem Zechsteindolomit verbunden sind, also von diesem nicht durch eine Formationsgrenze geschieden werden können. Die Wechsellagerung erstreckt sich über eine Mächtigkeit von mehreren Metern und besteht in der Einlagerung dünner dolomitischer Lagen und Lamellen im roten Tongestein. Alle Schichten liegen, soweit aus dem Vergleich mit den zwei älteren Profilen des Memeler Wasserwerkes erkennbar, horizontal.

Nun sind aber im Bohrprofil Schubin die gleichen Gesteine nach dem Hangenden untrennbar verbunden mit sehr ähnlichen, gleichfalls horizontal geschichteten Tongesteinen des Unteren Buntsandsteins, deren triassisches Alter unverkennbar ist. Denn in Schubin werden rote Gesteine permischen und triassischen Alters von zusammen mehr als 1200 m wirklicher Mächtigkeit bedeckt von mittlerem Bunt-

---

Speyer u. Beyrich, diese Zeitschrift, **29,** 1877, S. 423.

Grewingk: Das Bohrloch von Purmallen. Sitzungsber. d. Naturf. Gesellsch. Dorpat, IV. 1878, S. 569.

sandstein, über welchem 135,7 m Röt liegen, der durch 111,5 m Muschelkalk unmittelbar überlagert wird.

So schließt also die Bohrung Memel III die Kette der Beweise für die Zusammengehörigkeit der genannten gewaltigen Ablagerungen roter Tongesteine, welche zwischen Röt und Zechsteinkalk im Aufbau Mittel- und Osteuropas eine erhebliche Stellung einnehmen.

Der dritte Bohrkern stammt aus 140 m Tiefe einer Bohrung auf Bahnhof Saspe bei Danzig. Er gehört der Mukronatenstufe des Nordostdeutschen Senons an. Bereits in meinen Arbeiten über den Untergrund Königsbergs[5]) habe ich gezeigt, daß die Grünsandmergel der Mukronatenstufe konkretionäre Knollen enthalten, welche der „Harten Kreide“ der ostdeutschen Diluvialgeschiebe gleichen. Auf die Gestaltung dieser Knollen, die Wanderungen der Kieselsäure und die Beziehungen zu den eigentlichen Feuersteinen wirft nun unserer Bohrkern weiteres Licht. Eine Abbildung und Beschreibung dieser Sasper Bohrkerne soll im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt gegeben und dabei auch der Vorgang der Verkieselung erörtert werden. Das Sasper Bohrprofil lautet kurz zusammengefaßt:

1 m	Flachmoortorf	4 m Jung-Alluvium
3 „	kalkfreier Sand	
20 „	kalkhaltiger Diluvialsand	28 m Diluvium
1 „	Mergelsand	
5 „	Tonmergel	
2 „	Diluvialkies mit nordischen Geschieben	
55 „	kalkfreie Quarzsande, Formsande und Letten mit vier schwachen Kohlenflözen	55 m Miocäne Süßwasserbildung
12 „	kalkfreie glaukonitische Sande und Erden	12 m Oligocäne Meeresbildung
20 „	kalkhaltige, teilweise kalkreiche glaukonitische Sande und Erden	52 m Mukronatenzone = Ober—Senon
32 „	Desgl. mit kieseligen Knollen u. Lagen von „Harter Kreide“	
5,5 „	feiner loser Grünsand = Emscher	5,5 m Unter-Senon.

Diese Schichtenfolge stimmt gut zu den aus der Danziger Gegend früher beschriebenen Profilen und bestätigt in Verbindung mit diesen die dortige annähernd schwebende Lagerung des Senon, sowie die örtlich geringe Mächtigkeit der oligocänen Meeresbildungen.

[5]) Jentzsch, Jahrb. K. preuß. Geol. Landesanst. 1899. S. 1-172.

Das Memeler Profil entspricht auch nach den Mächtigkeiten dem von dort früher beschriebenen und erhärtet auch für die Nordspitze Deutschlands die dortige fast horizontale Lagerung.

Zur Diskussion sprachen die Herren HARBORT, WOLFF und der Vortragende.

BELOWSKY i. V. HENNIG.

Briefliche Mitteilungen.

10. Beiträge zur Geologie des Niederrheines.

Von Herrn A. QUAAS.

III.

Zur Gliederung der Hauptterrasse.*)

(Mit 1 Textfigur.)

Ligneuville (Eifel), den 1. März 1916.

In der bekannten großen Carstanjenschen Kiesgrube im Westabfalle des Hülserberges — nördlich von Krefeld — glückte A. STEEGER, Krefeld[1]) im Jahre 1913 eine für unsere Kenntnis und Einzelgliederung des Niederrheinischen Diluviums recht wichtige und bedeutsame Beobachtung.

*) Mit dieser Arbeit soll die im Jahrgange 1910 dieser Zeitschrift (vergl. Bd. 62 Mtsber. S. *659* usw. u. a. a. O.) begonnene Folge kleiner Aufsätze fortgesetzt werden. Wie die Titeländerung anzeigen will, wird das darin zu behandelnde Gebiet (ursprünglich die „Niederrheinische Bucht" benannt, die mit C. FLIEGEL besser als „Niederrheinisches Tiefland" zu bezeichnen ist) zugleich auf den Niederrhein im allgemeinen erweitert. D. V.

[1]) A. STEEGER: a) „Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazial-Diluvium im nördlichen Niederrheinischen Tieflande". (Aus: Beiträge zur Geologie des Niederrheins I.). Abhdlgn. Ver. f. Naturwiss. Erforsch. d. N. Rhs., Krefeld 1913. S. 145. Auch b) „Der geologische Aufbau pp. des Hülserberges", Krefeld 1913. S. 21 (erschienen 1914). Dazu auch in a): Abbildung I und Erläuterung zu den Tafeln. b) Abbildung I.

In dem die damaligen beiden Grubenhälften trennenden „Querriegel“[2]) erkannte STEEGER[3]) innerhalb der Hauptterrasse, die hier in etwa 4—5 m Mächtigkeit die durch den Feinsandhorizont der Tegelen-Stufe von ihr getrennte Älteste-Terrasse überlagert, einen auffallenden Wechsel sowohl in der Gesteinsführung und Farbe, als auch in den Lagerungsverhältnissen der Schotter. Auf die in den unteren Schichten gelbrot gefärbten, aus abwechselnden Kies- und Sandlagen aufgebauten typischen Rheinaufschüttungen der Hauptterrassenzeit folgen mit scharfer Grenze (die sich bei günstiger Nachmittags-Beleuchtung deutlich im Profil abhebt) dunklere und zwar ausgesprochen rost- bis braunrote Mittel- und Grobkiese. Sie lagern sich „mantelförmig dem älteren Kern, der sie ein wenig überragt, an bzw. auf“ und sind ausgezeichnet horizontal geschichtet. Treten in den heller gefärbten unteren Schichten noch stärker die Quarze und Quarzite (viel aufgearbeitetes Material aus den Ältesten-Schottern) hervor, so in den braunen oberen die weicheren, schiefrig-sandigen Gesteinsbestandteile, deren Eisengehalt die bunte Farbe bedingt. Auch fehlen hier Ton- und Feinsandbänke[4]), sowie Einlagerungen von Blockpackungen und kantigen (miozänen) Braunkohlensandsteinen und -quarziten, die besonders den hangenden unteren Schichten eigen sind. Ein grundsätzlicher Gegensatz zwischen den oberen und den unteren Hauptterrassenkiesen ist auch in der Lagerung zu erkennen: diese erscheinen durch starken Seitendruck kräftig gestaucht bis aufgepreßt, z. T. auch aufgerichtet, jene völlig ungestört und nahezu schwebend gelagert. Zwischen beide Schotterarten schiebt sich überdies ein schwach kalkhaltiger, dünner Ton- und Feinsandhorizont ein, der mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf die liegenden Schichten folgt.

Alle diese Beobachtungen und Unterschiede sprechen dafür, daß die 1,5—2 m mächtigen Kiese im Hangenden der Feinsandschicht altersverschieden von denen im Liegenden sind. Sie stellen nach A. STEEGER die Absätze einer jüngeren Hauptterrassen-Stufe dar, die nach einer kürzeren Erosionsperiode während der

---

[2]) Er ist wohl inzwischen bereits durch Baggern abgetragen worden.

[3]) A. STEEGER: „Beziehungen“ (1913). S. 145.

[4]) Ebenda S. 154, Anmerkg. 2.

Hauptterrassenzeit auf dem in die älteren Kiese eingeschnittenen Talboden aufgeschüttet wurde. Der trennende „lößartige“ Feinsandhorizont[5]) ist dann als eine selbständige Beckenbildung aus der Zeit zwischen beiden Schotterablagerungen anzusehen. Sie entspricht also artlich der „Tegelen“-Stufe.

Ganz gleiche braune, jüngere Hauptterrassenkiese stellte A. STEEGER auch weiter nördlich, u. a. im Egelsberge und — besonders schön ausgebildet — in der Bönninghardt, fest. Im Egelsberge folgen beide Stufen mit deutlicher Erosionsdiskordanz aufeinander[6]). Der Feinsandhorizont fehlt also hier.

Auch die „ganz ungestört horizontal“ gelagerten braunen Schotter, die P. G. KRAUSE (1908)[7]) am Dachsberge, in reichlich 40 m ü. NN, beobachtete, scheinen solche jüngere Hauptterrassenkiese zu sein[8]). Sie lagern sich hier dem eigentlichen Bergrücken mit seinen steil aufgerichteten (älteren) Hauptterrassenkiesen in einer „sanft dagegen ansteigenden Terrassenfläche“ nordwestlich vor.

Im Hülser- und Egelsberge, besonders gut auch in der Bönninghardt u. a. a. O.[9]), treten an der Grenze zwischen den jüngeren und den älteren Schottern — doch noch innerhalb letzterer — (sekundär) fossilführende Schichten auf. Ihr örtlich recht reichhaltiges Versteinerungsmaterial entstammt den oberoligocänen Meeressanden, die von den Rheinwassern der Hauptterrassenzeit im Viersener Horste seitlich angeschnitten wurden. A. STEEGER (a. a. O.) möchte „diese Konchylien als „sekundäre

---

[5]) Er wird an anderer Stelle des Hülserberges (nach A. STEEGER [„Beziehungen...“ S. 152]) z. T. auch von einer Tonbank mitgebildet, die stark östlich einfällt und dort den Abschluß der älteren (Hauptterrassen-)Stufe bildet.

[6]) A. STEEGER, Der geologische Aufbau usw. 1913: Abb. 11.

[7]) P. G. KRAUSE: „Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassen-Diluvium des Niederrheins.“ Jhrb. Pr. Geol. L. A. f. 1909. Bd. 30. Berlin 1909. S. 100.

[8]) Dazu auch: A. STEEGER: „Beziehungen.“ S. 146/47, dessen Ausführungen über die voraussichtliche Zugehörigkeit der Kiese zu seiner jüngeren Hauptterrassen-Stufe — nicht zur Mittelterrasse, wegen zu hoher Lage (Vergl. dazu P. G. KRAUSE: „Einige Beobachtungen usw.“ Jahrb. Pr. Geol. L. A. f. 1911. Bd. 32. Berlin 1912. S. 154/55) — man beipflichten muß. Herr P. G. KRAUSE wird sich zu dieser Frage noch äußern.

[9]) A. STEEGER: „Über das (sekundäre) Vorkommen oberoligocäner Muscheln und Schnecken in diluvialen Flußkiesen am Niederrhein“. Sitz.-Ber. Ver. f. Naturwiss. Erforsch. d. Niederrh. Krefeld 1913.

Leitfossilien" bei Durchführung einer (lokal begrenzten) Trennung der Hauptterrasse in eine jüngere und ältere Stufe" verwenden, also stratigraphisch verwerten[10]).

Die sorgfältigen Beobachtungen des Herrn A. STEEGER im Hülser-Berge, die Verfasser unter seiner liebenswürdigen Führung Ostern 1914 an Ort und Stelle nachprüfen und voll bestätigen konnte, vermochte er schon tags darauf durch eigene in der Gegend von Viersen zu ergänzen.

Bereits bei seinen Aufnahmearbeiten (1908/09) auf dem gleichnamigen Blatte mußte ihm eine Geländestufe im Ostabfall des Viersener Horstes auffallen, die sich in etwa halber Hanghöhe (= 65—60 m ü. NN) zwischen Mittelterrasse (= 50—45 m ü. NN) und Horst- (= Hauptterrassen-) Oberfläche (= 70—80 m ü. NN) einschiebt[11]).

Dicht nördlich von München-Gladbach nur 30—60 m breit und undeutlich gegen die Mittelterrasse abgesetzt, verbreitert sie sich in nördlicher Richtung — bei Süchteln — bis zu 300 m. Dort tritt auch noch stellenweise ein scharfer Geländeabsatz hervor, besonders da, wo der Stufenrand mit der Grenze zwischen Wald und Feld zusammenfällt. Wo er fehlt, ist er nachträglich durch die Bodenbebauung allmählich eingeebnet worden. Die Hohlkehle zwischen dieser Stufe und dem Oststeilrande des Viersener Horstes füllen fluviatile, deutlich geschichtete Lößbildungen (= „Beckenlöß" oder „Älterer Löß" nach W. WUNSTORF[12])) in großer Mächtigkeit auf. Sie bedecken auch noch die ebene Oberfläche der Terrasse. In deren Abfall zur Mittelterrasse streichen die oberoligocänen Meeressande aus, die den Kern des Viersener-Horstes bilden. Nur westlich von Süchteln liegt dünne Geröllbestreuung und -decke auf der talbodenebenen Oberfläche.

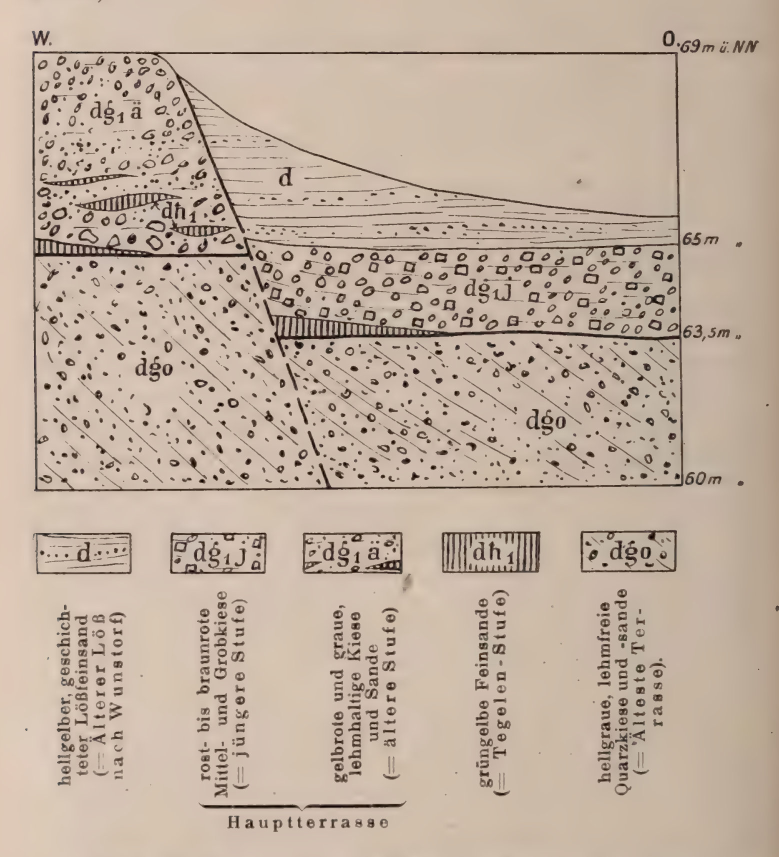
---

[10]) Gegen diesen Vorschlag lassen sich Bedenken erheben, da fossilführende Bänke in den verschiedensten Tiefenlagen der Oligocänsande auftreten, so auch zu verschiedenen Zeiten aufgearbeitet werden konnten. Herr STEEGER selbst führt (a. a. O.) an, daß ähnliche Fossilschichten — wie zu erwarten — in der Niederterrasse und im Rhein-Alluvium vorkommen. Verf. beobachtete solche in der Niederterrasse auf den Blättern Neuß und Viersen. — Dazu an anderer Stelle mehr.

[11]) Vergl. dazu Erl. z. geolog. Bl.-Viersen (52. 43) Lief. 195 Berlin 1916 (z. Z. im Druck) und geolog. Karte selbst.

[12]) Vergl. W. WUNSTORF: Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tieflande." Vhdlgn. Ver. f. Rhlde. 69. Jahrg. Bonn 1912 S. 30. 320 u. flgde.

Ostern 1914 erstreckten sich nun die bis dahin vorwiegend im Weststoße ausgeführten Abbauarbeiten in der großen Kiesgrube der Gemeinde-Neuwerk — im Ostabfalle des Viersener-Horstes, dicht nördlich von München-Gladbach, westlich von Hoven — auch auf deren Nordstoß. Es war so das nachfolgende Profil gut freigelegt, das bei früheren Besuchen der Grube durch Löß- bzw. Gehängelehmschichten stets verhüllt gewesen war[12a]).



Längs eines kleinen SO-NW-Sprunges, der nach der unterschiedlichen Schotterfärbung zu seinen beiden Seiten deutlich in der Grubenwand zu erkennen und in seiner

12a) Skizze z. T. nach eigener (für die Reproduktion leider nicht genügender) photographischer Aufnahme.

Richtung (etwa 60° NO-Einfallen) zu verfolgen ist, erscheint die (östliche) nach dem Rheintalgraben zu gelegene Horst-Scholle abgesunken, auf ihr die Grenze zwischen Ältester- und Haupt-Terrasse um etwa 1½ m nach der Tiefe verschoben. Die Hauptterrassenkiese in der Ausbildung des Horstes — gelbrote, in den untersten Lagen streifenweise heller gefärbte Rhein-Maaskiese[13]) mit sandigen Einlagerungen — sind in der abgesunkenen Scholle nur in geringerer Mächtigkeit (0,1—0,3 m) erhalten und auch bloß nahe der Störungslinie. Etwa 3 m davon entfernt fehlt die allmählich auskeilende, dünne Geröllage bereits ganz. Der durch eine jüngere Flußerosion herausgebildete Talboden senkt sich hier bereits bis zu 0,5 m in die Ältesten-Schotter ein. Die darauf aufgeschütteten 1—1½ m mächtigen Mittelkiese mit reichlichem Sandgehalt sind ausgesprochen braun, ganz ähnlich den jüngeren Hauptterrassenkiesen des Hülserberges gefärbt. Sie heben sich — besonders nach Regen — deutlich von den älteren Hauptterrassen —, mehr noch von den grauen Ältesten-Schottern ab. Ihr reichlicher Lehm- und Eisengehalt überkrustet die Einzelgerölle und -sandkörner. Er bildet auch örtlich ein schwaches Bindemittel in den Kiesen, die dann in Klumpen abbrechen. Es fehlen in ihnen neben den besonders für die Basisschichten der Hauptterrasse so bezeichnenden groben (Quarzit- und Sandstein-) Blöcken auch die eben erwähnten (vergl. Anmerkung 13) Einlagerungen von aufgearbeiteten Resten der Tegelen-Stufe. Die Schotter sind, wie im Hülserberg, gut horizontal geschichtet. Auch schmiegen sie sich mantelartig dem Gebirgskern an. — Die braunen Schotter treten in der Grube in 65—62 m Meereshöhe auf.

Es liegen in ihnen die Äquivalente der jüngeren Hauptterrassenkiese des Hülserberges usw. vor.

Der mögliche Einwand, daß es Absätze einer höheren Mittelterrassenstufe sein könnten, wird — abgesehen von der Lage (5 m) über deren Außenrande und außerhalb davon — namentlich durch die Zusammensetzung und durch die dadurch mitbestimmte Färbung entkräftet. Die ausgesprochen graugelben, sandreichen, unruhig (schräg) geschichteten Mittelterrassenkiese besitzen weit geringeren

---

[13]) In ihnen treten auf verschiedene Höhenlagen verteilte Reste (= Linsen und Schmitzen) der Tegelen-Stufe auf, die hier in Form von grün-gelben Feinsanden mit Geodenlagen ausgebildet ist.

Eisen- und Lehmgehalt. Sie sind also, da sie an sich reichlicher, als die Schotter der Hauptterrassenzeit, leichter verwitterbare, sandig-schiefrige Gesteinsbestandteile führen, weniger tief und stark zersetzt, also nur kürzere Zeit als jene den Kräften der Verwitterung ausgesetzt gewesen. Auch sind sie (schwach) kalkhaltig und führen Kalkgerölle, die in den kalkfreien braunen, höher gelegenen Kiesen völlig fehlen. — Eine 0,2—0,3 m dünne Decke gleichartiger, rostbrauner Kiese, wie in Grube Neuwerk, tragen in Viersen die gelben Formsande der Ziegelei dicht südlich des Bahnwärterhauses (B. W.) vor der Unterführung des zum Bismarckturm hinaufführenden Fußweges durch die Bahnlinie Viersen-Dülken.

Etwa gleich mächtige Schotterlagen sind im Hangenden der dortigen Oligocänsande im Hohlwege entlang der Südmauer des großen (katholischen) Friedhofes von Süchteln, sowie in der Sandgrube dicht südöstlich des protestantischen Friedhofes (Khf. der Karte) zu beobachten.

In größerer Mächtigkeit — etwa bis zu 8 m — sind sie auf dem Meßtischblatte Kempen (Gr. Abt. 52 Nr. 37) in der großen Kiesgrube (Kgr.) 1 km westlich von Hagenbroich (= Aretz) typisch entwickelt und gut aufgeschlossen. Diese Kiesgrube liegt in direkter Verlängerung und in Höhe (= 58 m ü. NN) der zwischen München-Gladbach und Süchteln festgestellten jüngeren Hauptterrassenstufe. Ihre Mächtigkeit ist wahrscheinlich auf stärkere Absenkungserscheinungen zurückzuführen, die sowohl in Richtung des Viersener Horstes (SO-NW), als auch quer dazu verlaufen dürften. Zwischen der Kiesgrube und dem Einzelgut Langerhof scheint ein O-W-Sprung durchzustreichen. Südlich davon liegt die (ältere) Hauptterrassenoberfläche in nahezu 70 m Meereshöhe, nördlich davon 5—8 m tiefer.

Als jüngere Hauptterrassenablagerung muß wohl auch, wie schon A. STEEGER[14]) vermutete, die sogenannte „Apollinarisstufe" E. KAISERS[15]) im Rheintale bei Remagen gedeutet werden, die E. KAISER als höhere Mittelterrassenstufe, G. STEINMANN[16]) als selb-

---

[14]) Vergl. dazu A. STEEGER: „Beziehungen usw." (1913) S. 158. (Zusatz zu S. 157).

[15]) E. KAISER: „Die Entstehung des Rheintales" Vers. Deutsch. Naturf., Cöln 1909. auch in Erl. z. Bl. Brühl Lieferung 142. D. geolog. Karte v. Pr. Berlin 1907.

[16]) G. STEINMANN: „Über das Diluvium am Rodderberg." Sitz. Ber. Niederrh. Ges. f. Naturk. Bonn 1906. S. 21.

ständige, zweitälteste (= Hochterrasse) Diluvialterrasse auffaßt[17]).

Für diese Deutung spricht, wie bei Viersen, einmal ihre Lage über der dortigen Mittelterrasse und außerhalb ihres Außenrandes, zum anderen die ähnlich dunkelbraune Färbung der stark eisen- und lehmhaltigen, gut horizontal geschichteten, sandstreifigen Mittel- bis Grobkiese, während auch hier die typischen Mittelterrassenkiese grau bis graugelb gefärbt sind.

Im Gegensatz zu E. Kaiser (a. a. O.), der die breite Rhein-Mittelterrassenebene als „tiefste", damit jüngste Aufschüttung jener Zeit auffaßt, muß sie als (ältere) Haupt-Stufe bezeichnet werden. Jüngere Erosionsstufen wären eingesenkt in ihren Innenrand, also in einer etwa mittleren Höhenlage zwischen ihrer und der tiefer folgenden Niederterrassenoberfläche zu erwarten.

Die Deutung von E. Kaiser muß deshalb abgelehnt werden, weil den Beobachtungen widerspricht, daß die Hauptabsätze einer geologischen Stufe fast restlos durch die Wasser eines nachfolgenden kürzeren Erosionsabschnittes aus der gleichen geologischen Zeit aufgearbeitet werden, und daß die bis heute erhalten gebliebenen Terrassen-Hauptablagerungen einer (kurzen) jüngeren Aufschüttungs-Unterstufe entsprechen können. Nördliche Fortsetzungen der „Apollinarisstufe von Remagen" stellen wohl die Terrassenreste in entsprechender Höhenlage vor, die G. Fliegel[18]) westlich von Cöln, sowie solche, die Verf. bei seinen Aufnahmearbeiten (1905) auf dem Blatte Bergheim (Gr. Abt. 52 Nr. 2) in der Gegend östlich von Bergheim, dort deutlicher besonders zwischen Garsdorf und Bedburg, beobachtete. Sie heben sich selbst noch unter sie überkleidender, über 2 m mächtiger Lößdecke als schmaler Geländestreifen in mittlerer Hanghöhe zwischen Mittel- und Haupt-Terrassen- (= Vorgebirgs-) Oberfläche ab, waren aber

---

[17]) Auf die Unhaltbarkeit dieser Gliederung weist u. a. hin G. Fliegel: a) „Rheindiluvium und Inlandeis." Vhdlgn. Naturf. Ver. Rhlde. 66. Jahrg. Bonn 1909. S. 329/333. b) in W. Wunstorf und G. Fliegel: „Die Geologie des Niederrhein. Tieflandes." Abhdlgn. Pr. Geol. L. A. N. F. Heft 67. Berlin 1910. S. 116/117.

[18]) G. Fliegel in W. Wunstorf und G. Fliegel: „Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes." Abhdlgn. Pr. Geol. L. A. N. F. Heft 67. Berlin 1910. S. 138/39.

durch Handbohrungen nicht zu erreichen, also nach ihrer Schotterführung nicht genauer festzustellen.

Erweisen sich diese Terrassenreste als gleichaltrig mit den jüngeren Hauptterrassenschottern im Viersener-Horste und am Hülserberge, so beantwortet sich auch von selbst die von Fliegel (a. a. O. vergl. Anmerkg. 1) aufgeworfene Frage, ob diese nördliche Fortsetzung der „Hochterrasse von Remagen", nördlich von Cöln, nur mit der tiefsten Mittelterrasse (im Sinne E. Kaisers) konvergiert oder sich mit ihr kreuzt und jetzt unter ihr begraben liegt". — Keine dieser Vermutungen stimmt: Die nördlichen Fortsetzungen bzw. Äquivalente der Hoch-, bezw. jüngeren Hauptterrasse begleiten in annähernd gleichen Höhenlagen über der Mittelterrasse deren Außenrand.

Als jüngere Hauptterrassenbildungen sind ferner die schmutzig-braunen, stark lehmhaltigen und sandstreifigen Grobkiese guter Horizontalschichtung anzusprechen, die Verf. gleichzeitig (1905) am Fuße des Westabbruches der Ville beobachten konnte. Östlich und südöstlich von Bergheim treten sie in größerer flächenhafter Verbreitung auf. Sie liegen hier etwa 3 m über der dortigen das heutige Erfttal begleitenden Mittelterrasse und setzen ziemlich deutlich dagegen ab. Schmale Reste der gleichen Stufe sind — mit Unterbrechungen — bis gegen Bedburg hin zu verfolgen.

Östlich des Rheintales wurden — soviel Verf. bekannt — Ablagerungen, die als jüngere Hauptterrassenschotter zu deuten wären, bisher am oberen Niederrhein nicht beobachtet. Erst nördlich von Duisburg vermag R. Bärtling[19]) eine Gliederung der dortigen Aufschüttungen der Hauptterrassenzeit wieder durchzuführen. Er unterscheidet von einer älteren („Duisburger-") eine — besonders schön zwischen Bocholt und Dingden ausgebildete — jüngere (= „Bocholter-") Stufe.

Die im einzelnen nachgewiesene Hauptterrassengliederung am Niederrhein ließ und läßt sich auch flußaufwärts verfolgen.

---

19) R. Bärtling: a) „Das Diluvium des Niederrh.-Westf. Industriebezirks." D. Z. Bd. 64, Jhrg. 1912, S. 172; b) „Geologisches Wanderbuch für den Niederrh.-Westf. Industriebezirk." S. 365.

Verf. vermochte sie (Frühjahr 1913) in der Breite des Blattes Burgbrohl festzustellen. Am Wege, der von Brohl steil hangaufwärts nach Nieder-Lützingen führt, treten zwischen 230—210 m über NN. zwei stellenweise recht scharf — mit deutlicher Geländekante — gegeneinander absetzende, ziemlich breite Terrassenböden auf, die in etwa 5—8 m Höhe übereinander folgen. — Die zwei gleich alten Terrassen liegen auf den Rheinhängen gegenüber in übereinstimmender Höhe vor. Sie heben sich hier, besonders von Nieder-Lützingen aus, bei günstiger Nachmittagsbeleuchtung betrachtet, scharf im Gelände ab. An Ort und Stelle erscheinen sie weniger deutlich ausgebildet. Doch sind sie auch hier feststell- und als zwei Unterstufen einer Aufschüttungsterrasse unterscheidbar.

Die Grundlage zur Beurteilung des geologischen Alters dieser Terrassengruppe boten die im Herbst 1911 zusammen mit Herrn P. G. Krause in der Gegend von Lützingen-Herchenberg ausgeführten Studien. Als deren Ergebnis berichtete P. G. Krause[20]) bereits 1912 die Feststellung der Ältesten-Terrasse, die in durchschnittlich 250—240 m Meereshöhe sowohl im Herchenberg-Profil, als auch besonders am Westabhang von Ober-Lützingen und über dem Basaltbruch gegenüber (nördlich) vom Bahnhof Burgbrohl in großer Verbreitung und typischer Ausbildung nachzuweisen war[21]). Die Rheinterrasse in 230—210 m Höhe muß also der nächstjüngeren, also der „Haupt-Terrasse" entsprechen.

Bereits 1908 berichtete E. Kaiser[22]) von einer Zweiteilung der altdiluvialen Rheinterrasse, die er in der Gegend von Coblenz als Aufschüttung der Hauptterrassenzeit ansieht. Es müßte, da nach damaliger, speziell auch von E. Kaiser[23]) vertretener Anschauung nur drei Diluvialterrassen am Nieder- (folg-

[20]) P. G. Krause: „Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes". Jahrb. Pr. Geol. L. A. f. 1911. Bd. 32. Berlin 1912. S. 138/39.

[21]) Am Ostausgange von Nieder-Lützingen erkannte Verf. (1913) auch in der Ältesten Terrasse eine tiefere Stufe ausgebildet. Sie senkt sich über dem Hauptterrassen-Außenrande etwa 10 m tief in die obere (Haupt-)Stufe der Ältesten-Terrasse ein.

[22]) E. Kaiser: „Die Entstehung des Rheintales." a. a. O. 1908. u. a. anderer Stelle.

[23]) E. Kaiser: ebenda. Vergl. auch: Erl. z. geol. Blatt. Brühl, Lief. 142. Berlin 1910.

lich auch am Mittel-)Rhein zu unterscheiden sein sollten, diese Hauptterrasse E. KAISERS demnach die dritthöchste Stufe bzw. Gruppe über dem heutigen Rheintal sein. Ob die darüberfolgende vierte Terrasse tatsächlich die obere (Haupt-)Stufe der Hauptterrasse heutiger Auffassung darstellt, oder — wie rein theoretisch vermutet werden darf —, als das Äquivalent der Ältesten-Terrasse anzusehen ist, können nur systematische Einzeluntersuchungen klarstellen, die von der Ahrmündung stromaufwärts die einzelnen Schotterzüge genau verfolgen und in sicheren Zusammenhang bringen müßten.

Die erste bisher vorliegende Arbeit, die sich dieses Ziel gesteckt hatte, entspricht solchen Anforderungen nicht. Gemeint ist die Preisarbeit von J. FENTEN[24]). Sie vermochte schon deshalb keine brauchbaren Unterlagen zur angestrebten Gliederung zu liefern, weil sie auf dem nicht glücklichen Diluvialschema von G. SEINMANN[24a]) aufbaut und seine Berechtigung nachzuweisen sucht. Auch sind FENTEN bei der Konstruktion der Terrassenverbindungsstücke nördlich und südlich der Ahr offenkundig Beobachtungsfehler unterlaufen.

Ob, wie A. STEEGER[25]) zur Erörterung stellen möchte, die Ehrenbreitsteiner-Terrasse, die C. MORDZIOL[26]) von Coblenz ab talaufwärts ausscheidet, der jüngeren Hauptterrassenstufe des Niederrheines entspricht, dürfte erst nach Klarlegung der Rheinterrassenverhältnisse von Coblenz ab talwärts zu entscheiden und nachzuprüfen sein. —

Sicher nachweisbar war eine Zweigliederung der der Niederrheinischen Hauptterrasse entsprechenden Terrassengruppe im Rur- (-Roer-)tale.

Schon im Berichte über seine Aufnahmeergebnisse auf dem Blatte Nideggen aus dem Jahre 1911 konnte Verf. darauf hinweisen, daß dort im Rurtale die vier Dilu-

---

[24]) J. FENTEN: „Untersuchungen über das Diluvium am Niederrhein.“ Vhdlgn. Naturf. Ver. d. Rhlde. 57. Jahrg. Bonn 1909. S. 169—180.

[24a]) G. STEINMANN: „Das Diluvium am Rodderberg.“ 1906. a. a. O. S. 21.

[25]) A. STEEGER: Beziehungen usw. 1913. S. 157. * Fußnote.

[26]) C. MORDZIOL: „Über das jüngere Tertiär und das Diluvium usw.“ Jahrb. Pr. Geol. L. A. f. 1908. Bd. 29. Berlin 1900. S. 382. Auch in: „Ein Beweis für die Anwendung des Rheindurchbruchtales.“ Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1910. S. 30. u. a. anderer Stelle.

vialterrassen(-Gruppen) ganz allgemein in zwei Unterstufen gegliedert auftreten[27]). Deutlich war diese Abstufung auch innerhalb des dritthöchsten[28]), etwa 40 m über der Rur auftretenden Schotterzuges, der das Äquivalent der Hauptterrassenaufschüttung darstellt, zu beobachten: besonders schön ausgebildet in der fast modellartig ausgearbeiteten Rurschleife über Ober-Maubach, auch zwischen Abenden—Blens—Hausen, dann in der großen Flußschlinge bzw. -kehre, auf deren Talboden heute Hasenfeld bei Heimbach aufgebaut ist, sowie in und bei Ruhrberg.

Zur Frage der Entstehung und der voraussichtlichen Ursachen für die Bildung der jüngeren Hauptterrassenstufe am Hülserberge äußert sich A. STEEGER[29]), wie folgt:

„Infolge Oszillation, d. h. zeitweiligen Zurückweichens des (nördlich) vorgelagerten nordischen Eisrandes, der damals wahrscheinlich bis in die Gegend dicht südlich des Hülserberges herabreichte, folgte auf die Ablagerung der **älteren Hauptterrasenkiese** eine **Erosionszeit**, auf diese wieder ein erneuter Vorstoß des Inlandeises, das Täler und Höhen mit seiner Grundmoräne überkleidete und bis zur Linie Krefeld—Nymegen vordrang." . . . „Beim Rückzug des Eises bildete sich — noch unter dessen stauendem Einfluß — die jüngere **Hauptterrasse**, die also **eine direkt glaziale Bildung ist.**"[30])

Für die (gemischt) fluvialglaziale Natur dieser Stufe spricht das von A. STEEGER[31]) hier, wie auch im Egelsberge, festgestellte Vorkommen von sicher nordischen Gesteinen (Granite und Gneise, daraus stammend besonders Feldspatkörner): selbst in den tieferen Lagen.

[27]) A. QUAAS: Aufnahmebericht 1911. Jahrb. Pr. Geol. L. A. f. 1911. Bd. 32. Berlin 1912. S. 406—07 und 409—10.

[28]) Sie wird dort (vergl. Anmerkg. 1) als „Höhere Terrassen-Gruppe" bezeichnet.

[29]) A. STEEGER: „Beziehungen usw." 1913. S. 154—160. bes. 156/57.

[30]) Vermißt wird bei diesen Bildungserklärungen eine Deutung des „Feinsandhorizontes" zwischen beiden Hauptterrassenkiesen. Es darf angenommen werden, daß STEEGER sich dessen Ablagerung ähnlich wie die der Tegelen-Stufe (vergl. A. STEEGER: „Der geologische Bau des Hülserberges", 1913. S. 9) vorstellt: als feinsandig-tonige Absätze in Seenbecken innerhalb von Bruchlandschaften.

[31]) A. STEEGER: „Beziehungen usw." 1913. S. 156—57.

„Auf diese jüngere Hauptterrasse schob sich nun das oszillierende Eis wieder vor und erreichte — vielleicht nur mit einer Gletscherzunge (?) — nochmals den Hülserberg, hier die bekannte „Grundmoräne“[32]) schaffend, die sich (von S nach N) auf . . . . und die jüngere Hauptterrasse auflegt.“ Letztere hat hier also gewissermaßen interstadialen Charakte[33]). Ihre Aufschüttung erfolgte in der Hauptsache während der Abschmelzungsperiode des Eises, also mit dessen beginnendem Rückzuge. In der Erosionszeit zwischen den beiden Hauptterrassenaufschüttungen bahnte sich bereits die Zerteilung der bis dahin einheitlichen (älteren) Hauptterrassenoberfläche an, löste diese sich also in die heute ausgebildeten Einzelflächen und Inselberge auf, die für den nördlichen Teil des Niederrheines so bezeichnend sind. An ihrer Herausarbeitung wirkten dabei neben den gemischt fluvioglazialen Rheinwassern auch die rein glazialen Schmelzwasser mit[34]).

A. Steeger nimmt also — besonders im Gegensatz zu G. Fliegel[35]) — zur Erklärung der am Niederrhein (zwischen Krefeld — Cleve) zu beobachtenden Glazialerscheinungen nur einmalige Vergletscherung mit einfacher Oszillation zur Hauptterrassenzeit an: Die Haupteiszeit (= Glazial II), die Fliegel mit verschieden auslegbaren Einschränkungen ungefähr mit der Mittelterrassenzeit gleichstellt[36]), fällt also nach ihm mit der Hauptterrassenzeit zusammen.

Den Hauptvorstoß des Inlandeises, der die Aufstauchung und (?) Aufpressung des Hülserberges, sowie der anderen, nördlich anschließenden Hauptterrassenflächen und — einzelberge innerhalb des sogen. „Staumoränen-

---

[32]) An anderer Stelle der gleichen Arbeit (S. 151 unten) bezeichnet er sie nach ihrem hohen Tongehalte (= aufgearbeitetes Interglazialtonmaterial der Tegelenstufe) als eine Art „Lokalmoräne“.

[33]) Vergl. auch O. v. Linstow: „Kritik der außeralpinen Interstadiale. Geol. Rdsch. Bd. IV. Jahrg. 1913. S. 503.

[34]) A. Steeger: Beziehungen a. a. O. S. 155—156.

[35]) G. Fliegel: „Neue Beiträge zur Geologie des Niederrh. Tieflandes“. Jahrb. Geol. L. A. f. 1912, Bd. 33. Berlin 1913. S. 452.

[36]) G. Fliegel: a) „Rheindiluvium und Inlandeis“. a. a. O. S. 339. b) „Die Geologie des Niederrh. Tieflandes“, a. a. O. S. 164. c) „Neue Beiträge“ a. a. O. S. 449.

bogens“[37]) bewirkte, — seine „Hauptvereisung“ — verlegt A. STEEGER[38]) „in die Zeit zwischen der Erosion der älteren und der Aufschüttung der jüngeren Stufe der Hauptterrasse“[38a]).

Daß zur Erklärung dieser Stauchungserscheinungen bloß Seitendruck, wie ihn in so hohem Maße eine starre Eismasse wohl auszuüben vermag, in Frage kommt und daß nicht etwa tektonische Vorgänge herangezogen werden können, schließt A. STEEGER mit Recht aus der Beobachtung, daß im Hülserberge nur die älteren Hauptterrassenkiese, also nicht einmal die sie unterlagernden Ältesten-Schotter, von den Druckwirkungen betroffen worden sind, daß also sie allein gestört gelagert erscheinen.

Aus der völlig ungestörten Lagerung der jüngeren Kies folgert STEEGER[39]), daß „die Störung (= Aufstauung) erfolgte, bevor die jüngere Abteilung zur Ablagerung gelangte“. — In diesem einen Punkte ist seine Beweisführung, die man sonst als zwingend und überzeugend anerkennen muß, angreifbar. Die Stauchungen der über dem damaligen Rheinwasserspiegel liegenden landfesten, älteren Hauptterrassenflächen konnten durch den vorrückenden Eisrand wohl auch (noch) während der Ablagerung der jüngeren Schotter veranlaßt worden sein. Selbst bei dieser Annahme würden die unter Wasser abgelagerten bzw. sich ablagernden Rheinschuttmassen vom seitlichen Eisdruck nicht betroffen worden sein.

Für STEEGERS Ansicht spricht aber das von ihm (s. oben) beobachtete Auftreten von echt nordischen Gesteinssplittern usw. bereits in den unteren Lagen der jüngeren Schotter, das schon damals vorhandenes, aufarbeitbares Glazialmaterial voraussetzt.

Auffällig bleibt das Fehlen von jüngeren Hauptterrassenresten an der Ostflanke sowohl des Hülserberges, als auch

---

37) „Staumoräne“ (!) im Sinne G. FLIEGELS („Rheindiluvium usw.“ a. a. O.). Vergl. dazu: A. STEEGER a. a. O. 1913.

38) A. STEEGER: a. a. O. S. 154.

38a) Zu dieser Ansicht bestimmen ihn in erster Linie die beiden Aufschlüsse vom Hülserberg und vom Dachsberg.

39) A. STEEGER: „Beziehungen usw. . .“ 1913. S. 154—56.

der anderen Einzelberge, an deren West- bzw. Nordwestflanke solche festzustellen waren, sowie an den Berghängen östlich des heutigen Rheintales: also in Richtung von dessen schon damaligem Haupttale. Es liegt deshalb der Gedanke nahe, daß den Rheinwassern in dieser Hauptrichtung der Weg durch eine Eisbarre verlegt war, so daß sie gezwungen wurden, westlich auszuweichen und westlich um den Hülserberg herum ihren (Haupt-?)Lauf zu nehmen.

Auch schon weiter südlich, in Breite des Blattes Viersen, scheinen die Rheinwasser z. T. bereits aus gleichem Grunde nach Westen abgelenkt worden zu sein. Ein bedeutender, etwa bei Neuß vom Haupttale abbiegender Rheinarm verlief zu jener Zeit entlang dem Ostabbruche des Viersener-Horstes, also in Richtung der heutigen Nierstalebene. Dort setzten die Wasser der jüngeren Hauptterrassenzeit ihre Schuttmassen in 65—60 m Höhe ab. Ihre der Erosion der Mittelterrassenzeit entgangenen Reste liegen heute in dem früher (vergl. S. 144) genauer beschriebenen, schmalen Schotterbande vor, das den Ostabfall des Viersener-Horstes von München-Gladbach über Viersen—Süchteln—Grefrath in etwa mittlerer Hanghöhe begleitet[40].

In diesen Schottern waren in der Gegend von Viersen nordische Gesteine nicht mehr zu finden. Auch in der großen Kiesgrube westlich von Hagenbroich (Blatt Kempen) scheinen sie noch frei von solchen, also bereits rein fluviatil, zu sein. —

Zur Erklärung der Erosionszeit zwischen den beiden Hauptterrassenaufschüttungen und der nachfolgenden Ablagerung der jüngeren Terrassenstufe müssen hier allgemeinere geologische Ursachen als die (vergl. oben S. 149/150) am Hülserberge geltend gemachten, angenommen werden.

Nach Anschauung d. Verf. hängt die Talaustiefung auch des Niederrheines — mehr noch natürlich die des Mittel- und Oberrheines — in erster Linie von den gebirgsbildenden Vorgängen ab, sowohl von denjenigen innerhalb des Niederrheinischen Tieflandes selbst, als auch von denen im südlich angrenzenden Rheinischen Schiefergebirge.

---

[40]) Über dessen ev. nördliche Fortsetzung auf Blatt Kaldenkirchen (Gr. Abt. 52 Nr. 36) usw. liegen, soviel Verf. bekannt, genauere Beobachtungen bisher nicht vor.

Ebenso stark und gleichzeitig wird die Talausbildung durch die Alpenvergletscherungen[41]) beeinflußt worden sein, deren Eis- und Zwischeneiszeiten mit denen des nordischen Eises ungefähr parallel laufen dürften. Der Einfluß des nordischen Eises an sich kann allerdings nur sekundärer Natur sein und auch bloß für den unteren Niederrhein bzw. für das Randgebiet des Niederrheinischen Tieflandes mit in Frage kommen. Er wird auch in der Hauptsache — abgesehen von den Stauungs- und Stauchungserscheinungen während der Hauptvereisung (zur Hauptterrassenzeit) —, ein indirekter der Art gewesen sein, daß unter der Rückwirkung der Druckveränderungen beim jeweiligen Vordringen, Stilliegen und Zurückweichen des Eisrandes bzw. der starren Eismassen Niveauschwankungen eingetreten sein werden, die zugleich in unmittelbarem Zusammenhang mit den jetzt allgemein angenommenen Hebungen usw. im Schiefergebirge gestanden haben dürften.

Das Emporsteigen des Gebirges fällt zeitlich mit schwachen Landhebungen im unteren Niederrhein-Maas-Gebiete zusammen. Ihre Ursachen sind noch ungeklärt[42]). Sie scheinen, wenn auch bloß untergeordnet (?), mit gewissen Druckverminderungen zusammenzuhängen, die jeweils eingetreten sein werden, wenn das bis dahin auflastende Inlandeis sich aus jenen Gegenden zurückgezogen hat. Es mußte also sowohl in den Mündungsgebieten, als auch im Gebirge bei gleichzeitiger Erhöhung der Wasserführung und -kraft in der Eisschmelzperiode Erosion eintreten: Diese fällt also in der Hauptsache mit einer Zwischen- (bzw. Vor- oder Nach-)eiszeit zusammen.

---

[41]) Vergl. auch G. Fliegel in W. Wunstorf und G. Fliegel: „Die Geologie usw." a. a. O. S. 112—13.

[42]) Vergl. dazu auch W. Wunstorf: Erl. zu den Blättern Wevelinghoven und München-Gladbach. Lief. 162 der geolog. Karte von Preußen. Berlin 1912. S. 5—7.

Ruhepausen in einem Zeitabschnitt der Hebung oder in der Landhebung selbst entsprechen bei allgemeiner Gefällverminderung im ganzen Schotteraufschüttungen. Sie erfolgen zugleich in einer Periode des Vorrückens und der größten Ausdehnung des Inlandeises, fallen also in der Hauptsache mit Eiszeiten zusammen.

Der Druck der Eismassen wird sich auf deren Untergrund und in dem mitbeeinflußten Vorgelände in schwachen Geländesenkungen geäußert haben. Diese begünstigten dort erhöhten Schotterabsatz.

Einem wieder stärkeren (kurzen) Emporsteigen des Landes und Gebirges innerhalb des größeren Zeitabschnitts relativer Ruhe der Hauptterrassenzeit entspricht die Erosionstätigkeit der Rheinwasser zwischen Ablagerung der älteren und der jüngeren Terrassenstufe.

Nach Wiedereintritt des Ruhezustandes in dieser Ruheperiode erfolgte beim etwa gleichzeitigen Wiedervorrücken des Eisrandes bis in Breite des Hülserberges die Aufschüttung der jüngeren Hauptterrassenschotter.

IV.

Zur Wertung der fossilführenden Schichten der Hauptterrasse.

Ligneuville (Eifel), den 18. März 1916.

In der Oktobersitzung 1913 des Niederrheinischen Lehrervereins für Naturkunde (Bez. - Gruppe Krefeld) berichtete A. Steeger-Krefeld[43]) über das von ihm vielerorten am Niederrhein beobachtete Auftreten fossilführender Schichten innerhalb des dortigen Hauptterrassen-Diluviums.

---

[43]) A. Steeger: „Über das (sekundäre) Vorkommen oberoligocäner mariner Muscheln und Schnecken in diluvialen Flußkiesen am Niederrhein.“ Vers. Ber. Lehrer-Ver. f. Naturk. Krefeld. Oktober 1913. S. A.

Ihr bisher festgestellter südlichster Fundort liegt im Hülserberg[44]), dicht nördlich von Krefeld. Hier fand sie STEEGER im südlichen Teile der großen Carstanjenschen Kiesgrube (Westflanke des Berges) „in tiefen Erosionsrinnen" aufgeschlossen, welche die starken Regenfälle des Sommers 1913 in die bis dahin stark gehängeschuttbedeckten Diluvialschotter eingerissen hatten. Die versteinerungsführenden Schichten treten hier innerhalb der gelbroten, durch Eisdruck deutlich gestauchten und mit tonigen Feinsandlagen durchsetzten, groben Kiese und Sande auf, die STEEGER[45]) als „ältere Hauptterrassen-Schotter" erkannte und die er stratigraphisch von den diskordant darüberfolgenden, ungestört horizontal gelagerten und infolge ihres stärkeren Lehm- und Eisengehaltes braun gefärbten Grobkiesen unterscheidet, die er als Absätze einer jüngeren, von der älteren durch eine (kurze) Erosionsperiode getrennten Hauptterrassenaufschüttung auffaßt. Und zwar erkannte und führte er diese Untergliederung zuerst in der Carstanjenschen Kiesgrube durch. — Außer in der Westflanke fand STEEGER die Fossilschichten noch an zwei weiteren Stellen im Hülserberge[46]).

In den gleichen älteren Hauptterrassenschottern wie dort tritt der Fossilhorizont im Egelsberge auf.

In größerer Verbreitung vermochte ihn Herr STEEGER[47]) auch weiter nördlich nachzuweisen: so im Oermterberg (= Baggerwerk), in der Kiesgrube am Südfuße des Niersenberges, am Monreberge bei Calcar und besonders in der Bönninghardt. Hier streicht er am Westhange, beim sogen. Pannenschoppen, dicht unter den braunen jüngeren Hauptterrassenkiesen, aus. Im Gegensatz zum Oermter-, Niersen- und Monreberge, die starke Schichtenstörung aufweisen, so daß die Abgrenzung des „Muschelhorizontes" gegen die ihn einschließenden Schichten nicht scharf möglich wird, sind die

---

[44]) Vergl. A. STEEGER: a) „Der geologische Aufbau usw. des Hülserberges." Krefeld 1913. S. 21.

b) „Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen Niederrheinischen Tieflande." Abhdlgn. Ver. f. Naturwiss. Erforschung d. Niederrh. Krefeld 1913. 145. 155.

[45]) Ebenda.

[46]) A. STEEGER: Über das Vorkommen usw. 1911. Absatz 3.

[47]) Ebenda.

Diluvialschotter hier völlig ungestört gelagert.

Auch führen die Kiese der Bönninghardt noch reichlichere Fossilreste, als diejenigen des Egelsberges, in denen sie E. KÖNIGS-Krefeld[48]) zuerst — schon 1893 — beobachtete.

Die marine Fauna setzt sich aus all den Formenelementen zusammen, die für die bekannten oberoligocänen Meeres(= Glaukonit-)sande bezeichnend sind. Vor allem sind Reste von dickschaligen und großen Muscheln (*Pectunculus obovatus* LAM., *Isocardia cor* LAM., *Cyprina rotundata,* A. BRAUN), daneben häufige Bruchstücke von *Dentalium Kicksii* NYST., seltener von Schnecken, zuweilen auch von Korallen zu finden.

Die Versteinerungen liegen meist in Schalen-, ab und zu auch in Steinkern-Erhaltung vor. „Manchmal sind diese Geschiebe vollständig von sog. Skulptursteinkernen tertiärer Schalentiere erfüllt und erinnern an die Sternberger Kuchen des Norddeutschen Flachlandes."

Im allgemeinen sind sie schlecht erhalten. Dabei erscheinen die Einzelbruchstücke verschieden stark abgerollt und angeschliffen. Sie mischen sich innig mit den Kiesen und Sanden, denen sie beigemengt sind, wurden also mit ihnen zusammen als bereits aufgearbeitetes Material, somit auf sekundärer Lagerstätte, abgesetzt. — Primärablagerung kommt, wie schon A. STEEGER betont, nicht in Frage, so nahe solcher Gedanke auch bei der zuerst im Egelsberge beobachteten „außerordentlichen Anhäufung dieser Schalentierreste" liegen konnte.

Nicht aufrechterhaltbar ist natürlich auch KÖNIGS seinerzeitige Annahme, daß die Fossilreste „gelegentlich in den Hügel (des Egelsberges, wo er als Erster sie fand) hineingespült" worden seien[49]).

STEEGER[50]) betrachtet die von ihm genauer beobachteten Vorkommen als „eine zusammenhängende Bildung, einen weitverbreiteten Flußschotter".

---

[48]) E. KÖNIGS: „Die geologische Vergangenheit der Gegend von Crefeld und darauf bezügliche Funde". Jhr. Ber. Naturw. Ver. Krefeld f. 1894/95. S. 52.

[49]) Vergl. dazu A. STEEGER: Über das Vorkommen usw. 1911.

[50]) Ebenda.

Zur Erklärung der Fossilführung der Hauptterrassenschichten nimmt er an, „daß in Zeiten gewaltiger Erosion der (Rhein-)Strom die bekannte Muschelbank des Oberoligocäns, die stellenweise nur 10 m unter der Oberfläche sitzt, angeschnitten und die Konchylien flußabwärts geführt und an ruhigen Stellen zur Ablagerung gebracht hat“[51]).

Eine ganz bestimmte Schicht des fossilreichen Meeressandes soll also das Versteinerungsmaterial auf heutiger sekundärer Lagerstätte geliefert haben, dazu eine solche im Untergrunde des jetzigen Verbreitungsgebietes.

Das ist nicht gut möglich. Die Reste einer durch die Rheinwasser in deren Untergrunde aufgearbeiteten Fossilbank müßten in den unmittelbar darüber folgenden, also in den entsprechenden Basisschichten wieder abgelagert auftreten[52]). Nun wird die Hauptterrasse sowohl im Hülser- und Egelsberge, als auch in den weiter nördlich gelegenen Inselbergen, in denen die Fossilschicht nachgewiesen worden ist, von der Ältesten Terrasse, wie auch meist von jungtertiären Flußaufschüttungen unterlagert. Das Oligocän folgt erst im tieferen Untergrunde. Ihm kann also der Fossilgehalt der Hauptterrasse nicht entstammen. Die Schalenreste müßten sich in dieser schon auf mindestens zweiter oder dritter Lagerstätte befinden. —

Die nächstliegende und allein mögliche Erklärung ihres dortigen Vorkommens ist wohl die, daß die Hauptterrassenwasser in der Ostflanke des nahen Viersener Horstes, wie auch im Rheintalhange bei Grafenberg-Düsseldorf gelegentlich sehr versteinerungsreiche Bänke des Oberoligocäns auf längere Strecken anschnitten und das aufgearbeitete Material, vermischt mit den eigenen Schuttmassen, nach den Gesetzen der Schwere wieder absetzten.

Die Ablagerung hat also überall da erfolgen müssen, wo die Flößkraft des Wassers zu weiterer Verfrachtung nicht mehr ausreichte. Örtliche spätere Umlagerungen bei

---

[51]) Das ist z. B. der Fall in der Mittel- und der Niederterrasse auf Blatt Viersen, wo Verf. zwei Bohrungen zu untersuchen Gelegenheit hatte, deren tiefste Diluvialschichten reichlich aufgearbeitetes Fossilmaterial aus den unmittelbar darunter folgenden fossilhaltigen Oberoligocän-Sanden führen.

[52]) Vergl. A. v. Dechen: Erl. z. geolog. Karte d. Rheinprov., Bd. 2. Bonn 1884. S. 670—75.

gelegentlicher Steigerung der Wasserführung und -kraft werden für die heutige Verbreitung von bloß untergeordneter Bedeutung gewesen sein.

„Ruhige Stellen“ als Ablagerungsorte sind nicht gut anzunehmen, zumal dort vorwiegend oder doch auch feinere (sandige) Absätze zu erwarten wären, nicht die groben Schotter, in deren Verband die Fossilreste bisher tatsächlich nur gefunden worden sind. —

Die Beobachtungstatsache, daß die versteinerungsführenden Schichten an den von A. STEEGER genauer untersuchten Fundorten in einem ganz bestimmten Horizonte, dicht unter der Grenze zwischen älteren und jüngeren Hauptterrassenkiesen, auftreten, möchte STEEGER[53]) zur Unterstützung der Durchführung einer (lokal begrenzten) Trennung der Hauptterrasse in eine ältere und jüngere Stufe“ verwerten. — Die Konchylienreste würden dann ihrerseits als „sekundäre Leitfossilien“ anzusprechen sein. Ihre „kolossale Anreicherung“ an genannten Orten soll — wie STEEGER an anderer Stelle bemerkt[54]) — „ein gutes Charakteristikum für die ältere Hauptterrasse“ sein.

Gegen diese, wenn auch ganz bedingte und nur örtliche stratigraphische Wertung der fossilführenden Schichten des Hülserberges usw. müssen Bedenken erhoben werden.

Es ist bekannt, daß die Oberoligocän-Sande des Viersener Horstes — genau wie die gleichartigen und -altrigen bei Grafenberg-Düsseldorf — in recht unterschiedlichen Tiefen Fossilbänke enthalten. Diese müssen zu verschiedenen geologischen (Erosions-) Zeiten seitlich oder aus dem Untergrunde ausgewaschen worden sein. Es können also solche Fossilhorizonte auch in verschiedenaltrigen Rheinaufschüttungen auftreten. — Herrn STEEGER ist diese Tatsache wohl bekannt. Er selbst führt Versteinerungsfunde auch aus der Niederterrasse bei Bochum und sogar aus dem Rheinalluvium an[55]).

Verf. konnte derartige Fossilschichten sowohl in der Mittel-, als auch in der Niederterrasse feststellen.

---

53) A. STEEGER: „Über das Vorkommen“ usw.
54) A. STEEGER: „Beziehungen usw.“ S. 148. Anmerkg. 1.
55) Ebenda und in: „Über die Beziehungen“ usw.

Auf seine Anregung hin auf der Mittelterrasse und im Nierstale des Blattes Viersen (Gr. Abt. 53 Nr. 43) durch die Geologische Landesanstalt zu Berlin (1910) ausgeführte Bohrungen fuhren in Anrath — auf der Mittelterrasse — in 18—20 m Teufe, auf der Niederterrasse im Nierstale bei Viersen (= Rintgenbruch) in 20—21 m Teufe stark fossilhaltige Schotter an[56]).

Weiter oben wurde bereits bemerkt (vergl. Anmerkg. 51), daß in beiden Bohrungen die oligocänen Fossilbänke, denen die in den Grundschottern der betreffenden Terrassen aufgearbeitet vorliegenden Versteinerungen entstammen, hier unmittelbar im Untergrunde anstehen.

Auf Blatt Neuß wurde eine fossilführende Stelle in der Niederterrasse, am Fuße des Nordhanges der alten SW-NO-Rinne mittelwegs zwischen Delrath und Horrem, etwa $^3/_4$ km nordöstlich vom Bahnwärterhause (BW) des Meßtischblattes, in einer Kiesgrube erschlossen[57]).

Die Fossilschichten können natürlich auch innerhalb der einzelnen Terrassenaufschüttungen an verschiedenen Stellen und in unterschiedlichen Tiefen vorkommen.

So brauchen sie in der Hauptterrasse weder an die ältere Stufe, noch gar bloß an deren hangende Schichten gebunden zu sein. Ihre dortige Lage, dicht unter der oberen Grenze, ist für eine vergleichende Altersbestimmung von Hauptterrassenhorizonten nach ihnen nicht einmal günstig: Die Schichten konnten durch die Wasser der kurzen Erosionsperiode zwischen älterer und jüngerer Hauptterrassenaufschüttung leicht mit aufgearbeitet und weiter rheinabwärts — umgelagert — in den jüngeren Schottern wieder abgesetzt worden sein. Die Umlagerung selbst würde an dem Fossilmaterial kaum zu erkennen sein, das Auftreten in der jüngeren Stufe aber zu unrichtigen Altersfestlegungen von Gesteinsserien Anlaß geben können. Denn das gleiche Fossilmaterial müßte an einem (südlicheren) Orte als sekundär leitend für die hangenden älteren, an einem nördlich davon gelegenen als be-

---

[56]) A. Quaas: Erl. z. Blatte Viersen. Lieferg. 195. Berlin 1916. (im Druck).

[57]) A. Quaas: Erl. z. Blatte Neuß. Lieferung 209. Berlin 1916. (im Druck).

zeichnend für die jüngeren Hauptterrassenschotter angesprochen werden.

Als „Leithorizont“ an sich betrachtet und gewertet würden die fossilführenden Schichten also zu unrichtiger vergleichender Altersbestimmung der Gesteinsfolgen führen, in denen sie im einen und anderen Falle heute auftreten.

---

11. Eine wichtige Verwerfungslinie im Münstertal (Ober-Elsaß).

Von Herrn Hans Klähn.

Hierzu zwei Profile.

In meiner Arbeit „Die Geologie der Umgebung von Colmar“ (Mitt. der naturhist. Ges. Colmar 1914) habe ich auf eine Störungszone im Granit des Fechttales hingewiesen, die ich an der Wendelinuskapelle bei Türkheim, in einem Steinbruch oberhalb dieses Ortes und im Buchental beobachtet hatte. Quetschzonen aus der Umgebung von Münster werden bereits im „Geologischen Führer durch das Elsaß“, S. 342, angegeben.

In dem Aufsatz „Orographisch-geologischer und tektonischer Überblick der Gegend zwischen Rimbach- und Lebertal (Mitt. der Ges. f. Erdkunde u. Kolonialwesen zu Straßburg [Elsaß] 1913; 4. Heft) erwähnte ich die Störung nochmals, schrieb ihr ein vortriadisches Alter zu und bemerkte, daß sie während der Trias und im Tertiär wieder aufgerissen wurde.

Meinen Beobachtungen und Bemerkungen tritt jetzt van Werveke (Eine angeblich in die Buntsandsteinzeit fallende Verwerfung im Tal der Fecht [Münstertal]; Mitt. d. geol. L. A. Els.-L. Bd. X, Heft 2; 1916) entgegen und schließt seine Ausführungen: „Es ist demnach weder das Vorkommen einer vortriadischen Verwerfung, noch die nochmalige Bewegung in der Buntsandsteinzeit und im Tertiär erwiesen.“

Auf den nächsten Seiten sollen die folgenden vier Punkte nochmals behandelt werden:

1. Ist eine Störung von Türkheim bis Münster nachweisbar?

2. Kommt ihr wirklich vortriadisches Alter zu?

3. Fanden an ihr nochmalige Bewegungen in der Buntsandtein- und

4. in der Tertiärzeit statt?

1. An dem Nordgehänge der Fecht zieht zwischen Türkheim und Münster eine Störungszone entlang, die bis 800 m breit werden kann, wie zwischen dem Hunabühl und der Wendelinuskapelle. Sie wird durch geschieferten, gequetschten oder zertrümmerten oder durch zerriebenen und durch Kieselsäure wieder zusammengekitteten Granit gekennzeichnet. An manchen Stellen beobachtet man streichende Gleitflächen. Nachgewiesen habe ich diese Zone an der Straße Niedermorschweier—Dreiähren vor der ersten scharfen Kehre[1], zwischen dem Eichberg bei Türkheim und dem Hunabühl, zwischen der letzteren Stadt und dem Libscheltal, sodann an der Linie 253,7—344,5 westlich Türkheim, und zwar in einem Hohlweg unterhalb der Höhe 344,5 auf eine Strecke von etwa 200 m, aber auch oberhalb dieser Höhe an dem südlichsten der drei von ihr abzweigenden Waldabfuhrwege; an der Hauptstraße nach Zimmerbach am Fechthang in alten auflässigen Gruben; ferner zusammenhängend an der Grenze zwischen Reben und Wald vom Punkt 344,5 bis zur rechtwinkligen Umbiegung dieser Grenze. Hier geht auch ein Quarzgang durch. Auf der Südseite des unteren Zimmerbachtales liegen in den Reben Gesteinsstücke herum, die geschiefert sind und sonstige Pressungserscheinungen aufweisen. Solche Stücke findet man auch zwischen Walbach und Weier im Tal in den Reben, wo die Quetschzone nordöstlich dieses Ortes an der Grenze zwischen Reben und Wald aufgeschlossen ist. Zwischen Weier im Tal und Günsbach habe ich gequetschte Gesteine, die mit der Fechtstörung in Zusammenhang stehen, noch nicht nachweisen können, was mit den mangelhaften Aufschlüssen zusammenhängt[2]). Bei Münster stellen sich wieder Quetschzonen, so am Galgenberg, ein.

Wohin sich die Störung Türkheim—Münster weiter fortsetzt, weiß ich nicht, ist auch für die folgenden Auseinander-

[1]) Hier kann man sie bis Türkheim in N-S-Richtung verfolgen. Der Zeichner hat sie bei der Anfertigung der tektonischen Karte für das Gebiet zwischen Rimbach- und Lebertal (Mitt. d. Ges. für Erdkunde etc. für das Jahr 1913) einzutragen vergessen, was ich bei der Korrektur übersehen habe.

[2]) In einem Steinbruch nördlich Günsbach stehen gequetschte Granite an, die mit der Fechtstörung nichts zu tun haben, sondern mit einer SO-NW-Störung, die auf oben genannter Karte eingezeichnet ist, im Zusammenhang stehen.

setzungen gleichgültig. Auf jeden Fall habe ich aber eine Störungszone nachweisen können, die sich mit wenigen Unterbrechungen bis Münster hinzieht. Ich betone dies deshalb, weil VAN WERVEKE in dem genannten Aufsatz die wenigen in der „Geologie der Umgebung von Colmar" aus der ganzen Serie herausgegriffenen Punkte für noch nicht genügend zum Beweis einer zusammenhängenden Linie erachtet, vielmehr den Beweis fordert, daß die genannten Punkte nicht etwa N-S-Störungen angehören.

Auf Gründe, die auf die notwendige Existenz einer Störung im Fechttal hinweisen, werde ich noch weiter unten zu sprechen kommen. Sie ergibt sich bereits aus Überlegungen, auch wenn sie nicht direkt als Quetschzone nachgewiesen werden könnte.

2. In der genannten Arbeit hatte ich nun weiter behauptet, daß die Fechtstörung das Paläozoikum südlich der Fecht gegen das Gebiet nördlich davon verwirft. Ich weise nochmals darauf hin, daß sich auf den Gneiskern des Markircher Sattels, nach Norden Kambrium, (Silur?), Devon und Kulm auflegen; nach Süden ist der Gneis bis über das Walbachtal bei Ammerschweier nachweisbar, worauf eine Sedimentlücke im Paläozoikum bis zum Fechttal erfolgt, von wo dann aber der große Kulmkomplex ansteht, der der bedeutendste der Vogesen ist. Es fallen also Kambrium und Devon nach Süden hin aus.

Nach VAN WERVEKE sind die Gneise und Hornfelse bei Kaysersberg aus Arkosen und Schiefern entstanden, über deren Alter VAN WERVEKE sich nicht äußert. BRUHNS bemerkt allerdings, daß es sich bei dem Biotitgneis in hornfelsartiger Ausbildung, (Biotit-)Glimmerschiefer, Hornblende führenden Biotitgneis etc. wohl in der Hauptsache um Gneis bzw. um Glimmerschiefer handelt. Es kommen also keine Gesteine in Betracht, die jünger als die letzteren, also etwa kambrischen Alters, sind. Diese Tatsache ist für die folgenden Auseinandersetzungen von Bedeutung.

Auf S. 28 der „Geologie der Umgebung von Colmar" führte ich weiter aus: „Ob die Äquivalente der Weiler und Steiger Schiefer jemals vorhanden waren, muß unentschieden bleiben. Wo sind aber die devonischen Schichten? Gehören etwa die Grauwacken, Schiefer und Konglomerate zwischen Lauch und Fecht dazu? Fossilien wurden in ihnen bis jetzt noch nicht gefunden. Eines glaube ich sicher annehmen

zu können, daß die Schichten jünger sind, als sie sein müßten, wenn sie in ihrer normalen Lage noch wären.“ Weiter unten sagte ich dann: „Wahrscheinlich ist an dieser Zone“ (gemeint ist die obenerwähnte Quetschzone im Münstertal) „das Gebiet südlich der Fecht gegen das nördlich dieses Flusses gelegene abgesunken.“

Und weiter l. c. S. 29: „Die dem Fechttal parallel laufende Verwerfung ist vortriadisch, denn, als die Transgression des mittleren Buntsandstein am Hohnack erfolgte, befand sich auf den nördlich der Fecht gelegenen Bergen kein Paläozoikum mehr. Der Einbruch der Grauwacken mußte also schon vorher erfolgt sein. Wir könnten den Zeitpunkt noch näher fixieren, wenn wir den Fall auf die Transgression des Rotliegenden übertragen. Das obere Rotliegende liegt in der „Hölle“ am Zwergberg unter Buntsandstein und auf Granit, was den Schluß zuließe, daß schon damals das Paläozoikum auf der Nordseite der Fecht fehlte.

Doch hat die letztere Behauptung folgendes Bedenkliche: Das Rotliegende wurde bei uns in Becken abgelagert, und so ist es nicht ausgeschlossen, daß es gerade in einer Granitmulde zum Absatz kam, während Grauwacken, die in der Nähe anstanden, nicht bedeckt wurden.“

Hierzu bemerkt van Werveke in seinem Aufsatz „Eine angeblich in die Buntsandsteinzeit fallende Verwerfung im Tal der Fecht“: „Der Umstand, daß mit Beginn des Oberrotliegenden und des Buntsandsteins Unterkarbon auf der Nordseite des Tales fehlte, aber auf der Südseite vorhanden war, kann nicht als Beweis für das Vorkommen einer Verwerfung angesehen werden. Ihre Annahme beruht auf einem Verkennen der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse zwischen Granit und Unterkarbon.“

Daß der Granit sich nicht wie eine mächtige Platte oder eine regelmäßige Kuppel zwischen das Unterkarbon eingeklemmt hat, wie van Werveke bemerkt, ist auch meine Ansicht und geht aus dem Profil VIII der „Geologie der Umgebung von Colmar“ hervor, auf dem ich die Berührungsfläche zwischen Granit und Kulm sehr unregelmäßig gezeichnet habe. Trotzdem kann ich das Beispiel, das van Werveke auf Zeichnung 4 (Eine angeblich in die Buntsandsteinzeit etc.) [= Profil 1 dieses Aufsatzes] zum Beweis für die enorme Unregelmäßigkeit des Verlaufs der Berührungsfläche zwischen Granit und Kulm angibt, nicht für richtig halten. Der Teil des Profils, der für diese Be-

sprechungen in Betracht kommt, beginnt am Ospenkopf und schneidet den Kahlen Wasen und die Wasserburger Höhe. S. 144 sagt van Werveke: „Im Lauchtal reichen die Schiefer und Grauwacken, gleichfalls in steiler Stellung unter die Talsohle herunter, der Granit hebt sich am Belchen oder Kahlen Wasen bis zur Höhe von 1267 m wieder heraus."

Die Darstellung des Profils kann nach meinen Arbeiten am Kahlen Wasen, die durch den Ausbruch des Krieges unterbrochen wurden, nicht so bleiben, wie es das Profil wiedergibt. Wohl stehen im Lauchtal westlich des großen Sulzbaches kontaktmetamorph umgewandelte Grauwacken und Schiefer an, die bis zum Südrand des Kleinen Belchengipfels anhalten, worauf dann Granit folgt. Doch ist dieser Übergang kein normaler, sondern Granit und paläozoische Sedimente werden durch eine Störung voneinander getrennt, die ich „Kahle Wasensprung" nenne (vgl. H. Klähn: Der Kahle Wasen und seine Umgebung [Nachtrag zu H. Klähn: Die Geologie der Umgebung von Colmar], Mitt. d. naturhist. Ges. Colmar, 1914). Dieser ist gerade am Kahlen Wasen durch stark gequetschte Granite und Schiefer ausgebildet. (Näheres siehe in genanntem Aufsatz!)[3])

Die Umgebung des Kahlen Wasen zeigt weitere Störungen, an denen Kulm gegen Granit abgesunken ist, in ausgezeichneter Weise. Das Sulz- und Krebsbachtal sind solche Störungstäler; in letzterem Tal habe ich Grabenerscheinungen nachweisen können. Auch im Münstertal liegt zwischen Hohlandsburg und Hammerschmiede eine aus Granit und paläozoischen Sedimenten bestehende Scholle, die wie das Burgköpfle bei Metzeral gegen Granit abgesunken ist[4]):

---

[3]) van Werveke legt großen Wert auf die grob- oder feinkörnige Ausbildung des Granits bei der Beurteilung der Frage, ob normale oder gestörte Verhältnisse zwischen Granit und paläozoischem Sediment bestehen. So steht S. 144 l. c.: „Die Schichtgesteine sind überall kontaktmetamorph verändert, und am Granit beider Belchen beobachtet man eine feinkörnige Randzone. Das spricht für ursprüngliche Grenzen —". Das trifft wohl oft zu, doch kann ich mir auch Fälle denken, wo trotz der Feinkörnigkeit des Granits keine normalen Grenzen vorliegen, dann nämlich, wenn der Granit seitlich bis an die höchsten Stellen der paläozoischen Sedimente herankam und an der Berührungsfläche eine nachträgliche Verschiebung in vertikaler Richtung stattfand.

[4]) Auf S. 8 des Aufsatzes „Der Kahle Wasen und seine Umgebung" sprach ich mich dahin aus, daß das Fechttal zwischen Türkheim und Münster höchstwahrscheinlich als Graben aufzufasen sei, eine Bemerkung, die dahin zu ändern ist, daß nicht die ganze Strecke als Graben angesehen werden darf, sondern nur einzelne Teile grabenförmig abgesunken sind.

Auch auf den betreffenden Granitmassen, gegen die die paläozoischen Sedimente absanken, lag einst Kulm, der nach Eintritt der Störungen weggewaschen wurde. Daß der Granit öfters tiefer liegt, als die eingesunkenen Grauwacken und Schiefer, hängt damit zusammen, daß, als dieselben auf den höheren, stehengebliebenen (oder herausgehobenen) Schollen weggewaschen worden waren, der Granit wegen seiner geringeren Widerstandskraft stärker abgewaschen wurde als die harten Hornfelse.

Diese Überlegungen sind wichtig bei der Klärung der Beziehungen zwischen dem Granit- und Gneisgebirge (ohne Rotliegendes und Buntsandstein!) nördlich und dem Granit- und Kulmkomplex südlich der Fecht[5]). Betone ich noch einmal, daß eine Störungslinie im Fechttal nachgewiesen ist, so dürfte es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß an dieser Kulm gegen Granit mit aufgelagertem Paläozoikum zwischen Türkheim und Münster verworfen wurde. Die nördlich der Fecht auf dem Granit ursprünglich lagernden aufgefalteten Schichten wurden weggewaschen; wahrscheinlich waren es Äquivalente der Weiler und Steiger Schiefer, des Devons des Breuschtals und vielleicht des Kulm.

Daß die Verwerfung bereits vor der Ablagerung des Buntsandsteins erfolgte, geht doch aus folgenden Lagerungsverhältnissen hervor: Nördlich der Fecht liegt der Buntsandstein überall auf Granit, zwischen Gebweiler und Bergholzzell und zwischen ersterer Stadt und Bühl auf Kulm. Auf dem Staufen, dem Belchen kann er wohl nur auf Grauwacken gelegen haben. Daß der Untergrund des Buntsandsteins bei Häusern Granit ist, daß ferner der Basalt am Vordermarbacherwald außer Sandstein nur Granit an die Oberfläche befördert hat, spricht vielleicht für das Vorkommen weiterer vortriadischer Verwerfungen südlich der Fecht, die wir nicht kennen. Voraussetzung ist bei diesen Betrachtungen, daß der Sandstein auf einer fast ebenen paläozoischen Fläche abgelagert wurde, was ja allgemein angenommen wird.

Für das Auftreten von Unruhen zwischen der Aufpressung des Kammgranits und der Ablagerung des Oberrotliegenden spricht übrigens dessen Lagerung auf Dreiährengranit westlich Belvedere bei Dreiähren, der ja jünger

[5]) Daß die Gesteine unter dem Rotliegenden und Buntsandstein so verhältnismäßig tief gegenüber dem Granit und Kulm südlich der Fecht liegen, hängt mit späteren, meist von S-N-Verwerfungen abhängigen, Störungen zusammen.

als der Kammgranit ist (van Werveke: „Über einige Granite der Vogesen"; Mitt. Philom. Ges. Els.-L. Bd. II, S. 428; 1902), womit nicht gesagt sein soll, daß die Entstehung der Fechtstörung mit der Aufpressung des genannten Granits genau zusammenfällt, aber auf jeden Fall kommen wir nicht um die Tatsache herum, daß die Fechtstörung vortriadisches Alter hat.

3. In dem „Orographisch-geologischen und tektonischen Überblick der Gegend zwischen Rimbach- und Lebertal" habe ich mich S. 56 und 57 sehr vorsichtig dahin ausgesprochen, daß während der Ablagerung des Buntsandsteins vielleicht ebenfalls Störungen stattfanden und bekräftigte diese Annahme mit den Mächtigkeitsdifferenzen des mittleren Buntsandsteins an ziemlich nah aneinander liegenden Punkten. Ich schrieb darüber folgendes: „Während nördlich der Fecht die obere Partie des mittleren Buntsandsteins mit folgenden Mächtigkeitsdifferenzen vertreten ist:

	sm_2
Tännchel—Hoh-Königsburg	60 m
Königsstuhl	ca. 40 m
Hohnack—Zwergberg	ca. 40 m (?)

kann man ihn südlich davon nicht mehr nachweisen. Das scheint dafür zu sprechen, daß nach Ablagerung der unteren Partie des Vogesensandsteins an der alten Fechtstörung wiederum Erdverschiebungen stattfanden: während nördlich des Fechttales die obere Partie des mittleren Buntsandsteins zum Absatz kam, wurde ein Teil der unteren Partie südlich davon wieder abgewaschen und der obere Teil hier nicht abgelagert."

Sodann: „Für Störungserscheinungen während der Ablagerung des Buntsandsteins spricht auch die Mächtigkeitsdifferenz des mittleren Buntsandsteins am Grand Faudé und desjenigen der übrigen benachbarten, teilweise aus diesem Gestein zusammengesetzten Berge:

Grand Faudé	(ohne	Konglomerat	gerechnet)	90 m
Zwergberg	„	„	„	180 m (?)
Eichenrain	„	„	„	ca. 120 m
Hohnack	„	„	„	ca. 140 m

Daß die Fechtstörung in umgekehrter Richtung während wie vor der Ablagerung des Buntsandsteins verworfen hat, könnte nicht gegen die Annahme meiner obigen Behauptung sprechen, wie van Werveke meint. Er fügt

allerdings hinzu: „Unmöglich ist das ja nicht, aber auch nicht gerade naheliegend.“

Hingegen ist der Nachweis der oberen Partie des mittleren Buntsandsteins bei Sulmatt durch Herrn RUDOLF DIEHL (Geologische Meldearbeit zum Bergreferendarexamen: Beitrag zur Geologie des Bruchfeldes von Winzfelden in den Südvogesen. 1910. Durchschlag des Aufsatzes in den Akten der geologischen Landesanstalt) geeignet, die Annahme einer Verwerfung im Fechttal nach Ablagerung der unteren Partie des mittleren Buntsandsteins zu widerlegen. Sie hat mithin nicht existiert.

Störungen während der Ablagerung des Buntsandsteins sind jedoch nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, was aus den in der zweiten Rubrik angegebenen Zahlen hervorgeht.

Daß der Buntsandstein bis zum Hauptkonglomerat in einer Mulde abgelagert wurde, wie VAN WERVEKE annimmt, ist auch meine Ansicht, der durch die Annahme von Störungen während der Buntsandsteinzeit nicht widersprochen wird. Es ist natürlich schwer, solche direkt nachzuweisen.

4. Erneute Bewegungen an der Fechtstörung nehme ich für das Tertiär an, und zwar in dem Sinne, daß der Buntsandstein nördlich der Fecht gegen das Gebiet südlich derselben verworfen wurde. (Diese Störung verwarf also jetzt in umgekehrtem Sinne wie zu vortriadischer Zeit.)

Auch dieser Ansicht tritt VAN WERVEKE entgegen. Daß man ohne eine tertiäre Fechtstörung auskommen kann, begründet VAN WERVEKE mit Hilfe des oben genannten Profils, wozu er meint: „Man betrachte die Zeichnung 4 auf S. 148, welche einen Ausschnitt aus dem S. 144 genannten Profil darstellt, und man wird erkennen, daß Buntsandstein infolge des südlichen Ansteigens seiner Auflagerungsfläche südlich der Fecht eine weit höhere Lage einnehmen könnte, als nördlich derselben, ohne daß die Annahme einer Verwerfung nötig wäre.“

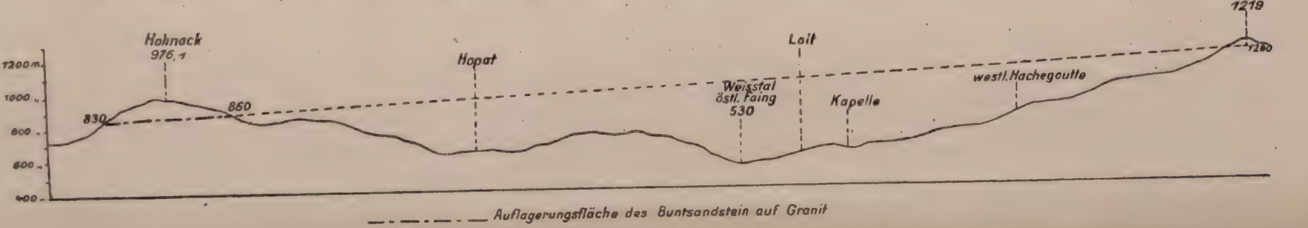
Bei oberflächlicher Betrachtung scheint das tatsächlich zu stimmen. Verlängert man aber die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf Granit an den Vorhöfen, so wird der Kleine Belchen unterhalb des Gipfels etwa bei Höhe 1150 m geschnitten, also 1267 — 1150 = 117 m unter dem Gipfel. (Siehe Prof. 1.) Tun wir dasselbe beim Hohnack, so trifft die Linie in gleichem Sinne die 1000-m-Kurve, d. h. der Schnittpunkt liegt 1267 — 1000 = 267 m unter der Höhe des Kahlen Wasen.

1. Durchschnitt vom Lauchtal bis zum Tal des Weißbaches. Länge 1 : 187500, 4fache Überhöhung.

Aufgenommen von van Werveke.

Scm + Grcm	Kgr	sm₁	sm₂	h
Schiefer u. Grauwacke. kontaktmetamorph.	Kammgranit.	Vogesensandstein untere Abt.	Vogesensandstein obere Abt.	Hauptkonglomerat.

2. Profil vom Hohnack durch das Weißtal zum Buchenkopf. Länge 1 : 62500, $1^1/_2$fache Überhöhung.



Wird schon durch diese Beobachtung die Behauptung VAN WERVEKES, daß man ohne Fechtstörung auskommen könne, geschwächt, so wird sie es noch mehr durch die folgende Erwägung: Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf dem Paläozoikum des Kahlen Wasen lag einst nicht auf dem heutigen Gipfel, sondern weit höher, und das Stück zwischen der ursprünglichen Auflagerungsfläche und der heutigen Spitze wurde weggewaschen.

In ähnlicher Weise wie VAN WERVEKE habe ich ein Profil vom Hohnack über das Weißtal nach dem Buchenkopf (Granit) in SO-NW-Richtung gezeichnet. (Siehe Profil 2.) Die Verlängerung der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf Granit am Hohnack trifft den Buchenkopf bei Höhe 1200 m, also 1219—1200 = 19 m unter dem Gipfel. Auch für das Gebiet zwischen Buchenkopf und Hohnack könnte man demnach ungestörte Lage annehmen; die Verhältnisse liegen sogar noch günstiger als bei dem Profil VAN WERVEKES. Dort wird der Kahle Wasen 117 resp. 267 m unter dem Gipfel geschnitten, hier der Buchenkopf nur 19 m unter der höchsten Höhe. Außerdem beträgt die Luftlinie zwischen dem Kahlen Wasen und dem Hohnack 12½, zwischen dem ersteren Berg und den Vorhöfen ca. 18 km, hingegen zwischen dem Hohnack und dem Buchenkopf ca. 9½ km. Läge der Kahle Wasen in derselben Entfernung (10 km) vom Hohnack entfernt, so würde er von der betreffenden Linie schon unter der 1000-m-Kurve geschnitten werden.

N u n k r e u z t a b e r d a s P r o f i l H o h n a c k B u c h e n k o p f d i e H u r y - S c h n i e r l a c h - M ü n s t e r - S t ö r u n g , d i e d i e S a n d s t e i n b e r g e ö s t l i c h v o n i h r g e g e n d a s w e s t l i c h g e l e g e n e G e b i e t v e r - w i r f t. Mithin beweist eine Linie, wie ich sie in meinem Profil gezeichnet habe, ebensowenig das Fehlen einer Störung wie der Durchschnitt vom Lauch- zum Weißbachtal das Fehlen einer tektonischen Fechttallinie.

Es bleibt nur der Schluß übrig, d a ß d a s G e b i e t m i t d e n B u n t s a n d s t e i n g i p f e l n n ö r d l i c h d e r F e c h t g e g e n d a s p a l ä o z o i s c h e G e b i r g e s ü d - l i c h d e r s e l b e n v e r w o r f e n w u r d e , u n d z w a r n a c h A b l a g e r u n g d e s B u n t s a n d s t e i n s , h ö c h s t - w a h r s c h e i n l i c h i m T e r t i ä r (M i t t e l o l i g o c ä n).

Außerdem führt folgende Überlegung zu dem Schluß, daß unbedingt eine tertiäre Störung im Fechttal das Gebirge nördlich der Fecht gegen das südlich davon verworfen hat: Von Hury über Schnierlach nach Münster zieht eine

im großen und ganzen N-S-streichende Verwerfungslinie, die das Gebirge mit den Sandsteinkuppen östlich derselben gegen das alte Gebirge westlich von ihr verwirft. Weitere Bruchlinien von geringerer Ausdehnung ziehen ebenfalls gegen das Fechttal. Keine läßt sich über dieses hinaus nach Süden verfolgen. Sie werden also vor einer quer zu ihnen streichenden Linie abgeschnitten, und diese Linie ist die zwischen Türkheim und Münster fast lückenlos nachgewiesene Fechttalstörung.

Fassen wir das Gesagte zusammen, so ergibt sich folgendes:

1. Eine Fechttalstörung wurde von mir in Form einer Quetschzone von Türkheim bis Münster fast ohne Unterbrechung nachgewiesen.

2. Sie entstand in vortriadischer Zeit, wo sie das Kulm südlich der Fecht gegen das Granit- und Gneisgebiet nördlich davon verwarf.

3. Die Behauptung, daß sie vor Ablagerung der oberen Partie des Buntsandsteins wiederum aufgerissen wurde, kann von mir nicht aufrechterhalten werden aus dem von van Werveke angegebenen Grund.

4. Die Fechtstörung wurde im Tertiär (Mitteloligocän) wieder aufgerissen und hat das Gebiet nördlich der Fecht und östlich der Linie Münster—Schnierlach—Hury gegen das Paläozoikum südlich davon verworfen.

Colmar, den 1. Juli 1916.

---

12. Zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffablagerungen bei Weimar.*)

Von Herrn E. Werth.

Hierzu 1 Textfigur.

Die paläolithische Artefakte einschließenden, bis 20 m mächtigen (Quelltufflagen[1]) von Weimar-Ehringsdorf-Taubach werden zwar zumeist dem letzten Interglazial zugewiesen, doch ist eine vollständige Klärung sowohl

*) Vortrag, gehalten in der Junisitzung.

[1]) Vgl. Hess von Wichdorff: Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt. 1912, S. 319 ff.

über die geologisch-stratigraphische Stellung wie über die Kulturzugehörigkeit der Artefakte auch bis heute noch nicht erzielt.

Aus den seit 1871 als paläolithische Station erkannten Taubacher Travertinablagerungen machte A. PORTIS die ersten Flintwerkzeuge bekannt. Die Taubacher Fundstellen sind heute nicht mehr in Betrieb, ebenso sind nunmehr auch die letzten Steinbrüche des Travertinkomplexes von Weimar eingegangen. Dagegen ist das zwischen Weimar und Taubach gelegene Ehringsdorfer Lager durch eine Reihe großer Steinbrüche prächtig aufgeschlossen. Hier sind denn auch in jüngerer Zeit die wertvollsten und zahlreichsten Funde zur Urgeschichte des Menschen gemacht worden.

Lange haben die Meinungen über die archäologische Stellung der Artefakte der Quelltuffe zwischen Weimar und Taubach hin und her geschwankt. Nunmehr scheint jedoch bei allen, die sich unvoreingenommen mit der Frage beschäftigt haben, die Meinung durchgedrungen zu sein, daß es sich hier um eine jüngere Stufe des Altpaläolithikums handelt[2]). Diejenigen Autoren, welche Weimar—Ehringsdorf—Taubach älteren Kulturen, d. h. dem *Chelléen* oder *Acheuléen* zurechnen, stoßen sich an der interglazialen Begleitfauna und handeln offensichtlich nur unter dem Zwange einer von unrichtigen Voraussetzungen ausgehenden Chronologie[3]).

Schien also so die Stellung der Weimarer Diluvialkultur als warmes (interglaziales) *Moustérien* ziemlich festzustehen, so hat man neuerdings mit dem von O. HAUSER jüngst aufgestellten[4]) *Micoquien* zu rechnen. „Das Gesamtbild der Industrie von La Micoque zeigt zweifellos einen merkwürdig gemischten Charakter" sagt HAUSER (a. a. O. S. 52), und die in Micoque vertretenen Formen: mandelförmige Keile, diskoide Instrumente, Moustierspitzen, verschiedene Kratzer und Schaber, retuschierte Klingen und Weidenblattspitzen

[2]) M. VERWORN: Archäolithische und paläolithische Reisestudien. Zeitschr. f. Ethnologie 1906 S. 643.

HAHNE und WÜST: Die paläolithischen Fundschichten und Funde von Weimar. Zentralbl. f. Mineralogie usw. 1908. S. 197 ff.

M. HÖRNES: Der diluviale Mensch in Europa. 1903. S. 23.

F. WIEGERS: Über das Alter des diluvialen Menschen in Deutschland. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Ges. 65. 1913. S. 564.

[3]) F. WIEGERS 1909 (Prähistorische Zeitschr. Bd. 1. S. 13).

H. OBERMAIER 1911/12 (Der Mensch der Vorzeit, S. 151/52).

R. R. SCHMIDT 1912 (Die diluviale Vorzeit Deutschlands. S. 95/97).

[4]) O. HAUSER: Über eine neue Chronologie des mittleren Paläolithikums im Vézèretal. Dissertation-Erlangen. Leipzig 1916.

(Doppelspitzen) usw. treffen wir auch im Ehringsdorfer Kalktuff wieder an. Es ist gewissermaßen eine Auslese aus dem Gesamtformenkreise des Altpaläolithikums, wozu noch Instrumente kommen, die in Form und Bearbeitungsweise schon stark auf das Jungpaläolithikum weisen. Jedenfalls steht darnach der Zuweisung der diluvialen Kultur von Weimar—Ehringsdorf—Taubach zum neuen *Micoquien* — zumal sie mit La Micoque auch das letztinterglaziale Alter gemeinsam hat — nichts im Wege, und HAUSER hat auch bereits in einer nachträglichen Fußnote zu seiner Arbeit über La Micoque (a. a. O. S. 55) diese Folgerung gezogen. Wenn aber HAUSER ebenda in der zugleich mit dem genannten Kulturinventar in Ehringsdorf (im Jahre 1914) gefundenen menschlichen Mandibula eine neue diluviale Rasse als Träger der Micoquien-Kultur angedeutet sieht, so dürfte daran erinnert werden, daß G. SCHWALBE den Weimarer Kiefer nach eingehender Untersuchung[5]) bereits zum *Homo Neandertalensis* oder *primigenius* gestellt hat.

Gehen wir nunmehr zur geologischen Altersbestimmung der Tufflager von Weimar—Ehringsdorf Taubach über, so liegen in Taubach die Verhältnisse insofern am einfachsten, als hier nicht, wie in den Travertinkomplexen von Ehringsdorf und Weimar sich zwischen die Kalktuffe eine andersartige Schicht — der sogenannte Pariser — einschaltet. In Taubach werden die Tuffe in 8 bis 9 m Höhe über der Ilmaue unterlagert von Kiesen und Sanden, die — wenn auch spärlich — nordisches Gesteinsmaterial führen und dadurch anzeigen, daß sie erst nach der Vereisung der dortigen Gegend abgelagert sind. Überlagert aber werden die Kalktuffe vom jüngeren Löß oder Lößlehm. Da letzterer von den norddeutschen Glazialforschern jetzt allgemein seiner Ablagerungszeit nach in die letzte Eiszeit versetzt wird[6]), so ist damit die letztinterglaziale Stellung des Kalklagers gegeben.

Nicht so leicht sind die Lagerungsverhältnisse in Weimar und Ehringsdorf zu deuten mit der Einlagerung der bis 2 m erreichenden Bank des Parisers. (Fig. 1.) Diesem ist von

[5]) G. SCHWALBE: Über einen bei Ehringsdorf in der Nähe von Weimar gefundenen Unterkiefer des Homo primigenius. Anatomischer Anzeiger. 47. Band, 1914. S. 337 ff.

[6]) Vgl. u. a. E. WERTH: Die Mammutflora von Borna. Naturw. Wochenschrift 1914, S. 692. Derselbe: Die äußersten Jung-Endmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des Löß. Zeitschr. f. Gletscherkunde, VI, 1912. S. 276.

verschiedenen Autoren eine sehr verschiedene Auffassung zuteil geworden. E. Wüst, dem wir eine ganze Reihe zum Teil sehr eingehender Arbeiten über das Diluvium des einschlägigen Gebietes verdanken, sieht in dem Pariser bekanntlich eine Lößschicht, die ihm eine interglaziale Steppenphase anzeigt[7]). Da ein interglaziales Alter des Löß heute in Norddeutschland kaum noch diskutiert wird und im Widerspruch mit den Gesamtlagerungsverhältnissen des Lößes steht[8]), so müssen wir nach einer anderen Erklärung für die fragliche Schicht suchen. Es geht aber meines Erachtens nicht an, sie einfach als eine zersetzte Kalktuffbank abzutun, wie es von L. Siegert, E. Naumann und E. Picard[9]) geschieht. Die Lößnatur des fraglichen Gebildes ist m. E. so augenscheinlich und ergibt sich auch aus dem Resultat einer Schwemmanalyse, das durchaus in die Variationsbreite unbestrittener Lößablagerungen hineinpaßt[10]), daß man nicht umhin kann, den Pariser wenigstens

Fig. 1. Kombiniertes Profil durch die Kalktuffterrasse von Ehringsdorf, im gleichen Höhen- und Längenverhältnis.

1 vorquartärer Untergrund; 2 Ilm-Sande und -Kiese, bergwärts auskeilend gegen 3 Kalktuffe; 4 „Pariser"; 5 Decklöß und -Lößlehm; 6 Kultur- (Asche-) Schichten (links im Bruch Fischer, rechts im Bruch Kaempfe).

---

7) Hahne und Wüst a. a. O.; ferner Wüst: Die Gliederung und die Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes. Centralbl. f. Mineralogie usw. 1909. S. 385 ff.

8) Vgl. E. Werth: a. a. O.

9) L. Siegert, E. Naumann und E. Picard: Über das Alter des Thüringischen Lößes. Centralbl. f. Min. etc. 1910. S. 106.

10) Pariser aus dem Bruch Saalborn: 1,47 % über 1 mm, 20,89 % Feinsand, 39,60 % Mineralstaub (meist Quarz), 38,04 % Feinton.

als „umgelagerten Löß“ anzuerkennen. So wird er nun auch von WÜST[11]) bezeichnet, und es fragt sich nur noch, in welche Zeit wir die Ablagerung dieses sekundären Lößes zu versetzen haben. Für jeden, der an der glazialen Entstehung des Löß festhält und den nie bezweifelten interglazialen Charakter der Fauna und Flora des Kalktuffes anerkennt, kann es dann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß wir den Pariser als zur letzten Interglazialzeit umgelagerten, d. h. am Gehänge herabgeschwemmten „älteren Löß“ aufzufassen haben.

Ein unmittelbarer Beweis ist dafür natürlich nicht zu erbringen, wenn man ihn eben nicht in der Lagerung des Parisers zwischen interglazialen Schichten sehen will. Es ist daher nicht unwichtig, daß wir auch außerhalb der Travertine der Weimarer Gegend im Ilmtale ein Profil mit augenscheinlich verschwemmtem älteren Löß vorweisen können. Es ist das von WÜST[12]) zuerst beschriebene der Lehmgrube von Nieder-Roßla unweit Apolda. Ich kann dieses Lößprofil auch nur so auffassen, wie es WÜST getan hat[13]) und sehe darin einen älteren Löß, mit bis 2 m erreichender Verwitterungsrinde, einen jüngeren Löß und zwischen beiden eingeschaltet einen am Gehänge umgelagerten älteren Löß. Solange nicht sehr triftige Gründe — in den der WÜSTschen Auffassung entgegenstehenden Angaben von SIEGERT, NAUMANN und PICARD (a. a. O. S. 105/06) vermag ich solche einstweilen noch nicht zu erblicken — gegen diese Deutung ins Feld geführt werden können, wird man in dem Niederroßlaer Profil wohl nur in der angegebenen Weise ein Äquivalent des älteren und jüngeren Lößes Südwestdeutschlands erblicken können. Ist nun aber der jüngere Löß letzteiszeitlich, so kann logischer Weise der ältere nur in die vorletzte Vereisung fallen[14]), und der nach seiner Verwitterung erst abgesetzte, umgelagerte Löß kann kaum anders als in das letzte Interglazial versetzt werden. Wir hätten damit in ihm ein Äquivalent des Pa-

---

[11]) E. WÜST: Centralbl. f. Min. etc. 1910. S. 8.

[12]) E. WÜST: a. a. O. S. 7, und E. WÜST: Die Gliederung und die Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes. Centralbl. f. Min. 1909. S. 387.

[13]) Vgl. seine Darstellung in COMPTER: Das Diluvium in der Umgebung von Apolda. Zeitschrift für Naturwissenschaften 80. (1908), S. 212/13.

[14]) Vgl. E. WERTH: Das geologische Alter und die stammesgeschichtliche Bedeutung des Homo Heidelbergensis. „Globus“ 1909. S. 230.

risers in den Ilm-Travertinen der Weimarer Gegend gefunden, das immerhin die vorhin gegebene Auffassung desselben plausibler erscheinen läßt. Wir würden damit in dem Pariser keine Störung des interglazialen Charakters der Kalktuffe zu erblicken haben.

Neuerdings ist nun aber (zunächst als wohl annehmbare Arbeitshypothese) die Auffassung diskutiert worden, der Pariser möchte zusammen mit dem die Kalktuffe bedeckenden Löß und Lößlehm den jüngeren, letztglazialen Löß darstellen. In diesem Falle würden die von beiden eingefaßten „oberen" Travertine natürlich auch in die letzte Eiszeit fallen. Da nun nicht nur die Knochen- und Kulturreste des Menschen, sondern auch die meisten sonstigen Fossilien, soweit ihr spezieller Fundhorizont bekannt ist, fast ausschließlich den Unteren Travertinen entstammen, so war damit ein Anreiz gegeben, in den Travertinen über dem Pariser von neuem eifrig nach maßgebenden Fossileinschlüssen zu suchen. Am meisten mußten natürlich dabei zur Beurteilung des Klimacharakters der Ablagerungszeit Pflanzenreste in Betracht kommen. Eigene Nachforschungen und Umfragen nach solchen führten zunächst zu keinem Ergebnis, bis sich mir bei meinem letzten Besuche in Ehringsdorf ganz unverhofft mit einem Schlage die Lösung der Frage ergab.

In dem nördlichen der beiden Boettnerschen Steinbrüche war seit langem eine mächtige Bank sogen. Baumtravertine bekannt, mit dichten Lagen versinterter Blätter. Ich selbst hatte auch schon vor vielen Jahren hier bestimmbare Blattabdrücke gesammelt. Doch war bisher in diesem Bruche, der hart am Abhange der Travertinterrasse zur Ilmaue gelegen ist, der Pariser nicht beobachtet[15]), die Lagerungsverhältnisse der Blätterschicht daher nicht festzustellen. Der am talwärtigen Rande der Travertine, wie wir gesehen haben, auch anderswo auskeilende Pariser ist nun aber — worauf mich der Besitzer des besagten Bruches, Herr Boettner, aufmerksam machte — an der bergwärts gelegenen Wand des Steinbruches endlich, wenn auch nur in ca. 40 cm mächtiger Lage, zum Vorschein gekommen. Und es ergab sich die interessante Tatsache, daß die Bank von Baumtravertinen oberhalb des Parisers gelegen ist. Wenn eine Durchbestimmung hier ge-

[15]) Vgl. auch E. Wüst: Die plistozänen Ablagerungen des Travertingebietes der Gegend von Weimar. Zeitschrift für Naturwissenschaften 1910 (82) S. 173.

sammelter Abdrücke auch noch aussteht, so läßt sich doch jetzt schon mit Sicherheit sagen, daß keine glaziale Vegetation mit kleinblättrigen Holzgewächsen, sondern eine interglaziale Waldflora — u. a. Tilia, Fagus, Populus — vorliegt. Damit dürfte die Idee einer Einheitlichkeit von Pariser und Decklöß mitsamt eingeschlossenem Oberen Travertin als Bildung der letzten Eiszeit erledigt sein. Und damit kommt man wieder von selbst auf die Auffassung zurück, daß der Pariser ein während der letzten Interglazialzeit umgelagerter „älterer" Löß ist und damit eine Störung des sonst eindeutigen Interglazialprofils nicht bedeutet.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8/11. 1916.

Protokoll der Sitzung vom 1. November 1916.

Vorsitzender: Herr BELOWSKY.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und kann die erfreuliche Mitteilung machen, daß Herr Bergassessor MÜLLER-HERRINGS, dessen Tod in der Sitzung vom 2. Februar gemeldet wurde, nicht gefallen ist. Dagegen erlitt die Gesellschaft den Verlust der Herren

Bergreferendar ROB. RUPPEL, Düsseldorf,
Privatdozent Dr. RICH. LACHMANN, Breslau, und
Dr. LUDW. KUHLMANN, Münster,

die vor dem Feinde gefallen sind,
sowie der in der Heimat verstorbenen Herren

Distriktsgeologe HUFNAGEL, Ruurlo (Holland),
Rentier FRITZ THENN, München, und
Prof. Dr. RICH. LEONHARD, Breslau.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten die Herren

Zivilingenieur EMIL PRINZ, Berlin, Meierottostraße 5, vorgeschlagen durch die Herren THIEM, SCHNEIDER, PICARD, und

Bergrat OTTO MÜLLER, Gelsenkirchen, vorgeschlagen durch die Herren KRUSCH, BELOWSKY, PICARD.

Eine Einladung zur Eröffnung des Museumsneubaus der Akademie der Wissenschaften in San Franzisko am 22. Septb. 1916 wird verlesen. Darauf legt der Vorsitzende die neu-eingegangenen Bücher und Zeitschriften vor.

Herr Georg Gürich sprach über **angebliche Versteinerungen des älteren Paläozoikum in Südafrika und** anhangsweise **über alte Glaziale ebendaselbst.**

Im Südafrika-Museum in Kapstadt befinden sich Handstücke aus der Campbell-Rand-Formation in der Nähe von Vryburg im Nordwesten des Oranjefreistaates mit der Bezeichnung „Fossils of the Campbell-Rand-Series". Die Schichten sind gleichaltrig mit den sonst in Südafrika ungemein verbreiteten alten Dolomiten, und Fossilien daraus wären für die Altersbestimmung ungemein wichtig. Ein Stück von der Kameel-Vlakte bei Vryburg enthält kleine braune Oolithe; einige der oolithischen Körnchen sind flachgedrückt und können mit Fossilien verwechselt sein. — Das andere Stück von Schmidts Drift, Barkley-West, enthält auf der Absonderungsfläche des Gesteins kleine Körnchen und halb reliefartig schräg aufsteigende kleine Erhabenheiten, von denen die eine z. B. eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Trilobitenglabella aufweist. Der Vortragende hält diese Dinge für stylolithenartige Unregelmäßigkeit der Schichtfläche.

Aus dem Tafelbergsandstein, dessen Alter ebenfalls noch nicht endgültig festgelegt ist, liegt im Südafrika-Museum in Kapstadt eine dünne Sandsteinplatte von 30 zu 30 cm vor, die mit einer dünnen roten Schieferhaut auf der Schichtfläche überzogen ist. Auf der Sandsteinoberfläche treten eigenartige Wülste und Erhabenheiten hervor, die eine gewisse Ähnlichkeit mit Zweischalern, Brachiopoden usw. haben. Die Formen selbst bestehen aus dem unveränderten Sandstein und sind gleichmäßig von der dünnen Schieferhaut überzogen. Das Stück stammt von dem Westabhange des Tafelberges bei Kastells Poort von der Basis der dort auf Granit aufruhenden Tafelbergschichten. Der Vortragende untersuchte die entsprechenden Schichten südlich von Ceres und in den Drakensteinbergen bei Wellington. Am Groene-Berge und an den Hawikwasbergen treten dort rote Schiefereinlagen an der Basis des Tafelbergsandsteins auf. Hier fanden sich typische Beispiele von Trockenrissen in der Schiefermasse, die durch hineinragende Leisten von Tafelbergsandstein ausgefüllt sind. Auch hier fand der Vortr. unregelmäßige Wülste auf der Schichtfläche, aber von anderer Art wie am Tafelberg selbst. Es handelt sich also um Erscheinungen, die bei Trockenlegung einer Tonfläche einmal durch das Austrocknen selbst und dann vielleicht auch durch mecha-

nische Verletzung der Oberfläche hervorgerufen und durch Überschüttung mit Sand konserviert werden; als Fossilien sind solche Dinge nicht anzusprechen.

Ferner sah der Vortragende im Kapstädter Museum dieselben Quarzkiesel aus dem Tafelbergsandstein, an denen die Entdecker: ROGERS und SCHWARZ und ihnen folgend auch MARLOTH und CLOOS eine glaziale Entstehung erkennen wollen. (Geologische Rundschau, 1915, S. 337.) Die Schrammen der Quarzgerölle erscheinen verdächtig; der Vortragende hat im nordischen Diluvium Deutschlands nie geschrammte Quarzkiesel gefunden.

Ein anderes Vorkommen ist das von geschrammten Geschieben aus dem Tafelbergsandstein von Clanwilliam. Ohne nähere Untersuchung des immerhin auffälligen Gesteins und der Örtlichkeit ist ein Urteil unmöglich.

Geschrammte Geschiebe, die ROGERS aus der Gegend von Griquatown aus den Campbell-Rand-Schichten beschrieben und die auch CLOOS abgebildet hat, sind den Geschieben aus dem Dwyka-Tillit sehr ähnlich. Ist die von ROGERS angegebene Zurechnung zu den Campbell-Rand-Schichten richtig, dann würde in diesem Falle der Nachweis eines sehr alten Glaziales erbracht sein.

Herr JENTZSCH sprach **über die diluvialen Kalktuffe von Ehringsdorf bei Weimar.** Nachdem seit vielen Jahren der Fund eines Menschenzahnes in Taubach dem dortigen Kalktuff ein besonderes Interesse für Urgeschichte und Diluvialgeologie gewonnen hatte, wuchs dieses Interesse naturgemäß, als vor wenigen Jahren in den gleichartigen Tuffen des nahen Ehringsdorf, aus welchen zahlreiche vom Menschen bearbeitete Feuersteine vorlagen, ein menschlicher Unterkiefer gefunden wurde, der von dem Straßburger Anatomen SCHWALBE und nach dessen Tode von unserem Berliner Anatomen HANS VIRCHOW anthropologisch untersucht wurde. Da über die Altersstellung der bei Weimar abgebauten reichen Fundstätten die Meinungen in der bereits recht umfangreichen Literatur weit auseinandergehen und einer Klärung dringend bedürfen, so ersuchte mich Herr VIRCHOW um mein Urteil über das Alter der für Deutschlands Urgeschichte so bedeutsamen Fundstätte. Ich habe eine örtliche Besichtigung im Juli 1915 vorgenommen und dabei für die Sammlung einige besonders schöne und be-

zeichnende Probestücke mitgebracht. Von diesen wurden vorgelegt: a) eine mit Blattabdrücken erfüllte Platte, welche erkennen läßt, daß die horizontale Bankung, die sich in allen dortigen Steinbrüchen zeigt, einer wirklichen Schichtung entspricht, daß also der *Chara*-Rasen, aus welchem der Kalktuff aufgebaut ist, sich schichtweise von unten nach oben entwickelte, indem jüngere Rasen sich auf den absterbenden älteren aufsetzten, jene Blätterschichten einst den Boden eines kalkreichen Binnensees bedeckten, bis sie bald nachher durch jüngeren *Chara*-Rasen überwuchert wurden. Die ganze etwa 20 m mächtige Kalkablagerung erscheint hiernach dem Geologen, und insbesondere dem Seenforscher, als ein einheitliches Ganzes, das nicht in Stufen wesentlich verschiedener Klimate zerteilt gedacht werden darf, wie dies einzelne Forscher versucht haben. Auch die innere Entwicklung jedes Sees führt zu faunistischem Wechsel. Der Kalktuff von Ehringsdorf ist der Absatz einer einzigen Entwicklungsreihe, die petrogenetisch einheitlich ist und darum auch biologisch als ein einziges Ganzes erfaßt werden muß. Der im Kalktuff eingelagerte sogenannte „Pariser" bezeichnet zwar eine gewisse örtliche Gliederung, aber keine wirkliche Unterbrechung der Ablagerung. Insbesondere darf derselbe nicht als Löß aufgefaßt werden, von dem er sich wesentlich unterscheidet, wie dies schon Herr SIEGERT überzeugend nachgewiesen hat.

b) Zwei andere der vorgelegten Steinplatten, deren eine etwa einen Meter Länge erreicht, zeigten anschaulich nicht nur den Reichtum an Knochen, sondern insbesondere die Tatsache, daß auch die an den Knochenstücken deutlich erkennbare Bearbeitung durch Menschen sich nicht etwa auf einzelne in den See gefallene und zufällig in dessen Schlamm teils mehr, teils weniger tief eingesunkene Stücke beschränkt, sondern daß diese menschlichen Spuren gemeinsam mit verkohlten Stücken und mit geschlagenen Feuersteinen in scharf begrenzten Fundschichten beisammenliegen, davon zwei verschiedene durch jene zwei Platten vorgezeigt werden konnten.

Bekanntlich liegen die Ehringsdorfer Kalktuffe auf Ilm-Schotter, dessen Alter wegen beigemischter nordischer Geschiebe jünger als die älteste Vereisung Thüringens sein muß. Wegen ihrer Fauna müssen die Kalktuffe der Diluvialzeit zugerechnet werden. Ihre spezielle Stellung in der langen Reihe diluvialer Bildungen soll Gegenstand eines besonderen Vortrages sein.

Herr JENTZSCH sprach sodann: **Über die Ursachen artesischer Quellen.**

An der Diskussion beteiligten sich die Herren KEILHACK, BEYSCHLAG und KÖHNE.

Nach Verlesung des Protokolls wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BELOWSKY. SCHNEIDER.

Briefliche Mitteilungen.

13. Die geologischen Verhältnisse des Pindiro-Tals im südlichen Deutsch-Ostafrika.

Von Herrn EDW. HENNIG.

(Mit einer Kartenskizze.)

Bei der Schilderung der Stratigraphie und Tektonik im Arbeitsbereiche der Tendaguru-Expedition[1]) wies ich auf eine bemerkenswerte Abweichung in dem ruhigen Aufbau des Jura-Kreide-Tafellandes hin: das Auftreten faziell aus dem Rahmen der dortigen Schichtglieder herausfallender sowie steilgestellter und stellenweis sogar gefalteter Schiefer im Pindiro-Tal[2]). Bei Abfassung der Arbeit lag mir mein Sammlungsmaterial noch nicht vor. Ich konnte mich also nur mit vollem Vorbehalt über die Deutung des Vorkommens auslassen (S. 50):

„Es lag zunächst nahe, an Jura-Untergrund zu denken; da aber die Vorstellungen von dessen Verbreitung sich im Verlaufe der Untersuchungen stark modifizierten und zudem von gefaltetem

[1]) Geolog.-stratigraphische Beobachtungen im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. (Ergebnisse der Tendag.-Exp. 1909—1911.) Arch. f. Biontol. 1913, Bd. III, H. 3, S. 1—50.

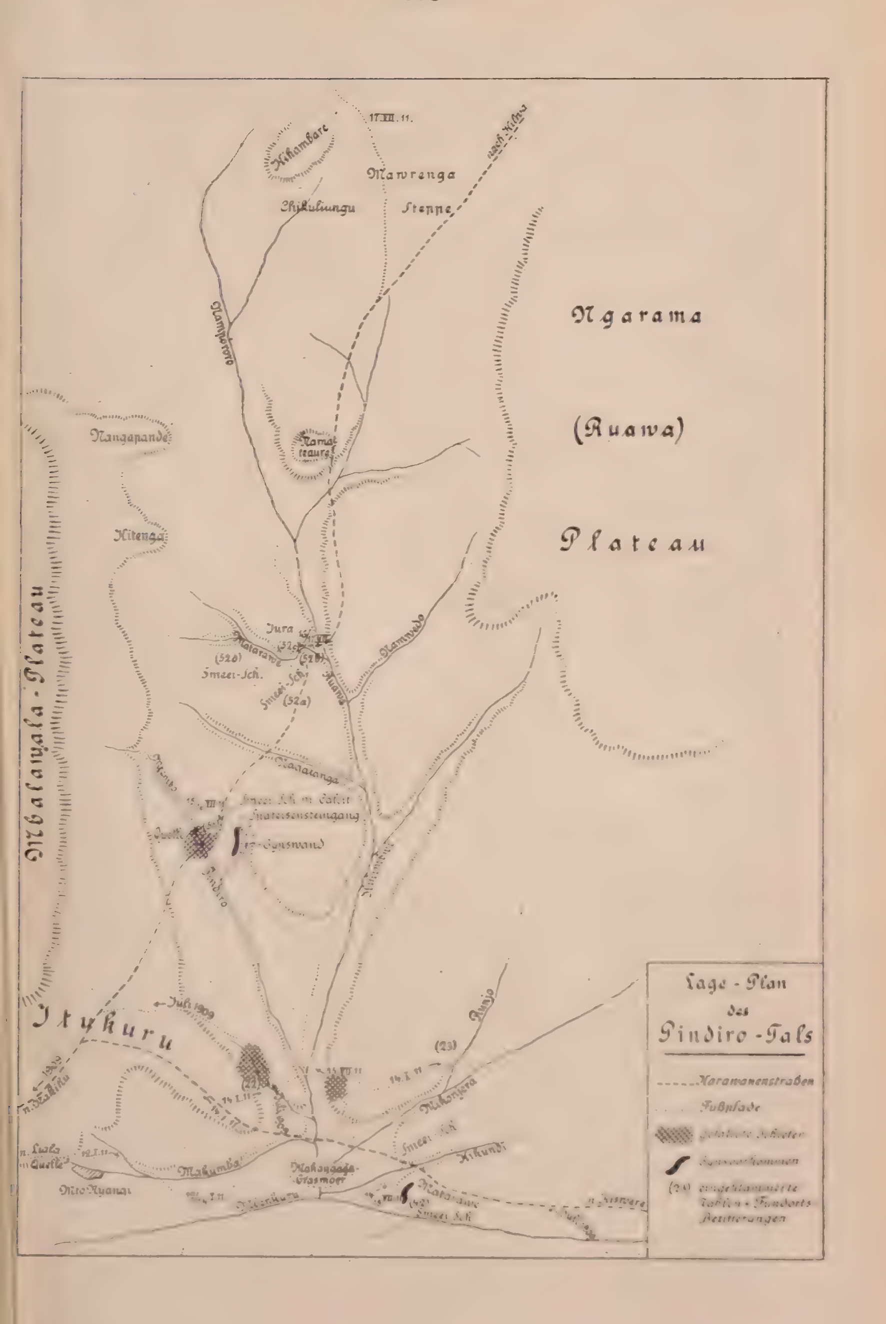
[2]) Als „Pindiro-Tal" bezeichne ich im folgenden die Gesamt-Erosionsfurche zwischen Mbalawala- und Ngarama-Plateau (siehe Kartenskizze), dessen Entwässerungsadern im Pindiro zusammenlaufen. Die Eingeborenen-Namen gehen natürlich von rein praktischen Erwägungen aus und sind nicht ohne Willkür zum geographischen Gebrauch verwendbar zu gestalten.

Jura nur auf Madagaskar Kunde vorliegt, wäre dieser Nachweis erst noch zu fordern. Da auch das Karoo im Südwesten und Norden nach unserer Kenntnis durchaus ungestört ist, wäre wohl die Annahme präpermischer Gebirgsbildung erforderlich. Das würde die weitere Voraussetzung noch älterer Ablagerungen zur Folge haben."

Erst später gelangte mein ganzes Sammlungsmaterial in meine Hände und weist mir nun den Ausweg aus dem so geschilderten Dilemma. Ich bin dadurch vor allem in die Lage versetzt, den „noch zu fordernden" Nachweis selbst zu liefern, daß der erste Verdacht auf Jura doch nicht getäuscht hat. Damit ergibt sich eine interjurassische Faltungs- und Störungsperiode von möglicherweise beschränktem Umfange, die aber in jedem Falle vollster Aufmerksamkeit wert ist. Die Beobachtung steht übrigens auch auf dem Festlande nicht mehr vereinzelt da, sondern fügt sich gut als Glied in eine Kette bedeutungsvoller Ereignisse ein. Zwar Faltungen kennen wir um jene Zeit nur aus Südafrika, wo die Bildung des Kapgebirges nach heutiger Kenntnis zu Abschluß des Jura wenigstens begonnen haben muß, aber Störungen anderer Art haben im gesamten Ostafrika mehrfach während des Dogger eingesetzt. Paläozoikum liegt, wie ich nun versichern kann, in den Pindiro-Schiefern nicht vor. Die Lagerung ist indes so interessant, daß ich eine genauere Schilderung zu geben versuche, freilich auch so verzwickt, daß ich nicht in allen Dingen zu einem abschließenden Urteil gelangen kann.

Herr Dr. Reck, der nach mir durch das Pindiro-Tal in umgekehrter Richtung gezogen ist, und den ich besonders auf die Fragen, die sich für mich damals daran knüpften, aufmerksam gemacht hatte, konnte leider die wenigen und spärlichen Aufschlüsse nicht ausfindig machen. Es ist also ganz selbstverständlich, daß auch mir bei den durch marschtechnische Aufgaben häufig allzusehr beengten Besuchen im Vorübergehen noch viel entgangen ist, was die Deutung erleichtern würde.

Mir war die Stelle der ersten Auffindung doch wichtig genug erschienen, um später noch mehrfach zu weiteren Erkundungen Gelegenheit zu nehmen. Die Begegnung mit den Pindiro-Schiefern hatte zum Glück schon auf einem der ersten Erkundungsmärsche stattgefunden, die ich bei der anfangs noch geringeren Ausgrabungstätigkeit im Einverständnis mit dem Leiter der Expedition, Professor Janensch, unternehmen konnte. Ende Juli 1909 stieß ich in einem winzigen Nebentälchen des unteren Pindiro auf eine


Ngarama
(Ruawa)
Plateau
Mawrenga
Steppe
Mbalauyala - Plateau
Nangapande
Kitenga
Ityhuru
Makumba
Lage - Plan
des
Pindiro - Tals
Karawanenstraßen
Fußpfade

vegetationsentblößte Stelle im Steilufer, an der Faltung schiefrigen Gesteins deutlich sichtbar war. (Fundort 22.)

Erst spät bot sich die nächste Gelegenheit. Die Erfahrungen zweier Jahre hatten mich fast mißtrauisch gegen den eigenen Fund gemacht. Als ich daher im Januar 1911 den Tendaguru, wie ich damals glaubte, endgültig verließ, um nach Lindi zurückzukehren, machte ich den Umweg nach Norden in der Absicht, der Mahokondo-Jurazone Bornhardt's möglichst nahe zu kommen[3]) und den möglichen Zusammenhang mit den rätselhaften Schiefern zu ergründen. Zu meiner Freude fand ich die Stelle wieder. Dabei konnte ich wenigstens zwei fossilführende Handstücke auflesen, die ich freilich nicht aus dem Anstehenden entnehmen konnte, überzeugte mich aber nochmals von dem Vorhandensein echter Faltung. Die genauere Profilaufnahme zeigte zugleich, daß die Smeei-Schicht, unter anderm durch eine Oolithbank gekennzeichnet, horizontal darüber transgredierte.

Es folgte dann noch ein drittes Grabungsjahr, und die Übersiedlung vom Tendaguru zu meinem neuen Standquartier im Norden, Makangaga, um Mitte Juli 1911, ließ ich nicht vorübergehen, ohne nun einmal das Pindiro-Tal ganz aufwärts zu ziehen. Dabei gelangen mir Feststellungen und Aufsammlungen, die mir nunmehr die Möglichkeit geben, ein etwas vollständigeres Bild zu entwerfen. Zuerst traf ich auf dem anderen linken Ufer des Pindiro die Schieferfazies nochmals, die als in dem ganzen Plateaugebiet des Südens so völlig abweichend leicht auffiel. Kleine Fältelungen des Schichtverbandes waren hier das einzige, was zugleich an andersgeartete tektonische Verhältnisse erinnerte. Denn ein eigentlicher Aufschluß fehlte hier. Einige Schieferstücke wiesen sogar völlig ungestörte parallele Lagerung der Blättchen auf, stimmten darin aber vollkommen mit Handstücken vom ersten Fundplatz überein. Zwischen dem Pindiro und Kihimbwi, beides noch um jene Zeit des Jahres und offenbar sogar das ganze Jahr über Wasser führenden Flüssen, aufwärts ziehend, stand ich in einem Trockentälchen des oberen Talendes zu meinem Erstaunen vor einer schrattenartig zerfressenen hellen Wand, die in wüstem Grasdickicht aus dem rechten Talgehänge emporragte. Genauere Betrachtung erwies, daß sie aus Gips bebestand, etwa 4 m über den Erdboden sich erhob, ½ bis

[3]) Vgl. l. c. S. 25, Fußnote.

3/4 m stark war und beiderseits Auswaschungserscheinungen aufwies. Die Stelle schien mir weiterer Untersuchung wert. So bezog ich in der nächstgelegenen, etwa 1 Stunde entfernten Ansiedlung oberhalb der ständigen Quelle des Pindiro. Lager, sah mich dort näher um und schickte inzwischen Leute zurück, die an der Gipswand nachmittags ausgiebig brennen sollten. Am nächsten Tage wurde nur ein kleiner Marsch angesetzt, so daß ich Zeit gewann, selbst zu jener Stelle zurückzugehen und sie, wie ich hoffte, genauer zu besichtigen. Es ergab sich aber zu meinem nicht geringen Verdruß, daß das Feuer nicht gewirkt hatte. Eigene Versuche, das strohtrockene Gras 2 Monate nach Beginn der Trockenzeit in Brand zu setzen, scheiterten nicht minder. So war über das in unmittelbarer Umgebung des Gipsstocks anstehende Gestein nichts in Erfahrung zu bringen. Doch fügt sich das Vorkommen auch so anderen in der Nähe gemachten Beobachtungen hinreichend ein.

Die ständige Quelle des Pindiro befindet sich mitten in einem Talzuge, dessen oberhalb gelegener Lauf, Mtembo genannt, also das hier übliche Trockental darstellt. Mit der Wasserführung stellt sich hier mitten in der öden Buschwildnis eine Insel herrlichen tropischen Hochwaldes auf dem schmalen Talboden ein. Etwas weiter unterhalb versumpft das Tälchen und nun tritt eine höchst eigenartige Sumpfvegetation aus niederen schmalstämmigen Bäumchen auf, die in ihrer Unberührtheit mit den halb und ganz hingesunkenen Hölzern und der schimmernden überall durchlugenden Sumpfwasserfläche an Bilder fossiler Waldmoore so recht gemahnte. An dieser Stelle wird das Tal von der Karawanenstraße Kilwa—Nakihu—Liwale gekreuzt, d. h. die Hänge des Tales sind beiderseits auf einem mehrere Meter breiten Streifen gerodet. Dadurch wurde hier am Steilabstieg der Straße das Anstehende sichtbar: es bestand wieder aus den hier zwar nicht gefalteten, aber doch deutlich steilgestellten „Pindiro-Schiefern." Danach wird man sie auch an jener Gipswand vermuten dürfen. Daß auch hier wieder die Smeei-Schicht in horizontaler Normallage darüber transgrediert, zeigte sich oben beiderseits der Straße in gelegentlichen kleinen seitwärts abgehenden Bachrissen. In der Nähe meines Lagers fand ich an einer derartigen Stelle[4])

---

[4]) Neben schlechten Fossilien wies die Schicht hier ein Knochenbruchstückchen als Beweis aufgearbeiteter Saurierschicht auf. —

Kalzit-Kristalle und Spateisenstein[5]), in diesen Gegenden etwas ebenso Ungewohntes wie der Gipsstock. Ohne einen eigentlichen Gang ausfindig machen zu können, mußte und muß ich also annehmen, daß Zerrüttungen auch die Smeei-Schicht noch durchsetzen. In ihnen haben dann sekundäre Ausscheidungen stattgefunden, über deren Natur Näheres aussagen zu wollen bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse Verwegenheit wäre.

Ein Stück gleichartigen Gipses wie an der erwähnten Wand habe ich auch in Kikundi am Mbenkuru unterhalb des Grassumpfes (Makangaga) geschlagen. Von Pindiro-Schiefern habe ich dort nichts gesehen; wohl aber stellte ich mit Sicherheit verschiedentlich die Smeei-Schicht fest. Nicht nur baut sie einen kleinen Hügelzug auf, der hier von Norden her bis unmittelbar an den Mbenkuru herantritt, sondern sogar im Flußbett selbst, das sonst ausnahmslos, auch oberhalb, in eigene Alluvionen eingeschnitten ist, traten hier die Steinplatten der Smeei-Schicht auf[6]). Ob in dem Hügel zu oberst auch die Schwarzi-Schicht vertreten ist, vermag ich nicht mit Gewißheit anzugeben. Einen Verdacht schöpfe ich aus einem Handstück ziemlich groben Konglomerates mit Terebrateln. Man sieht von den Schalen nur unklare Querschnitte. Der Gesamthabitus erinnert aber sehr an den Fundort 16 (Mahimira) und die von dort durch LANGE[7]) beschriebene *Zeilleria dubiosa* Müll. Auch alle andern Brachiopodenfunde des Tendaguru-Gebiets stammten bisher ausschließlich aus der Schwarzi-Schicht. Bei Kilkundi waren auch Dinosaurierreste zu sehen, so daß die oberste Saurierschicht hier zwischen Smeei- und Schwarzi-Zone ebenfalls vertreten wäre.

Aus den steilgestellten Schiefern am geschilderten Übergang der Karawanenstraße über den Pindiro stammt ferner ein Handstück, das nur als Kalksinterbildung angesprochen werden kann. Vielleicht hat man darin den Absatz einer einstigen möglicherweise warmen Quelle zu sehen, wenn

[5]) Herr Professor BELOWSKY hatte die Freundlichkeit, mir diese Feststellung durch einen Versuch zu bestätigen: Das Gestein löst sich in heißer Salzsäure unter Brausen; ein Zusatz von gelbem Blutlaugensalz ergab die Berliner Blau-Reaktion.

[6]) Daher der Name Matarawe für diese Stelle und den Hügel, eine Bezeichnung, die im ganzen Gebiet häufig ist und ein felsiges Flußbett bedeutet (Suaheli: majabali).

[7]) E. LANGE: Brachiopoden, Lamellibranchiaten usw. der Trig. Schwarzi-Schicht. (Wiss. Erg. d. Tendag.-Exp. 1909—1911.) Arch. f. Biontol. Bd. III, Heft 4, 1914. S. 200 ff.

auch von einer solchen heut nicht die Rede ist. Die Möglichkeit dazu ist ja in dem tektonisch gestörten Gebiete ohne weiteres gegeben. Über die Erdbebenempfindlichkeit der Gegend, sowie über den offenbar sehr jugendlichen Einbruch einer kleinen Grabenscholle am Ausgang des Pindiro-Tales habe ich bereits früher die nötigen Bemerkungen gemacht.

Über das Alter der Pindiro-Schiefer wäre aus der geschilderten Lagerung nun nichts weiter zu entnehmen, als daß die Faltung und somit erst recht das Gestein älter als Oberkimmeridge-Tithon (Smeei-Schicht) sein müsse. Nun kommt aber eine weitere Beobachtung noch weiter aufwärts im Pindiro-Tal dazu: Zum nächsten Lagerplatz wurde Ruawa gewählt. Hier mündet ein trockener Seitenarm (gleichfalls als Matarawe bezeichnet) vom Mbalawala-Plateau her in den Ruawa (Quellarm des Kihimbwi), der wieder perennierendes Wasser führt. Auf dem Wege dorthin wurde an der Karawanenstraße noch mehrfach die Smeei-Schicht (Fundort 52 a) an ihrem Leitfossil zweifellos festgestellt. Auch da, wo sie in das Matarawe-Trockental absteigt, ist sie durch großbankige Oolithlagen mit Korallen (Fundort 52 b) gekennzeichnet. Der Tallauf biegt in einer kräftigen Schleife vor diesem Hindernis mit einer Verengung des Bettes aus. Wenig aufwärts in nur unwesentlich höherer Lage schlug ich Proben (Fundort 52 d), die nach dem Auftreten von *Nerinella Credneri* ebenfalls noch der Smeei-Schicht angehören dürften. Unmittelbar gegenüber dem Oolith aber (Fundort 52 c) wurden einige Handstücke eines gelbbraunen Kalksteins mit Fossilresten geschlagen, deren Bedeutung an der Fundstelle durchaus nicht zum Bewußtsein kam. Ich glaubte, auch sie ohne Bedenken der Smeei-Schicht zurechnen zu müssen. Jetzt stellt sich aber heraus, daß sie Rhynchonellen enthalten, wie sie die Smeei-Schicht nirgends geliefert hat. Gehören sie einem tieferen Jurahorizont an, wie mir das wahrscheinlich ist, so müßte dieser offenbar das unmittelbar Liegende der Smeei-Schicht bilden und hier inmitten derselben inselartig auftreten. Es wäre also eine Diskordanz zwischen beiden anzunehmen. Über die Lagerung an dieser Stelle vermag ich indes keine genaueren Aussagen zu machen, da ich in Ruawa mit der Regelung von Getreide-Einkäufen für das Tendaguru-Lager zu tun hatte und mich dem Sammeln und Beobachten zu wenig widmen konnte.

Nun wäre noch immer die Beziehung des Rhynchonellen-Gesteins zu den gefalteten Schiefern zu klären, die ja

an getrennten Stellen auftreten, hier wenigstens nicht beobachtet worden sind. Zum Glück wurden mit dem Rhynchonellen-Kalk zwei Blöcke eines ganz anderen schwärzlichen, ockrig verwitternden, harten Kalkes aufgelesen, die von sehr kleinen Schalen von Muscheln und Schnecken erfüllt sind. Ein ganz gleicher Block aber befindet sich unter den am Fundort 22 oberflächlich aufgesammelten Gesteinsbrocken, dessen Beziehung zu den gefalteten Schiefern schon dort vermutet wurde. Ein ebenfalls bei 22 gefundenes Gesteinstück von dütenmergelartigem Charakter hat wiederum eine Parallele in Stücken aus der Umgebung der Pindiro-Quelle. Sind also auch allerhand Faziesverschiedenheiten vorhanden, so bilden sie doch einen gemeinsamen Komplex und weichen eine wie die andere von allem ab, was in den Tendaguru-Schichten zu sehen ist. Die winzigen Faunenreste bestätigen wenigstens das eine, was der tektonische Befund bereits unabweislich machte, daß eine ältere Aufragung in das Tafelgebiet hineinreicht, erlauben aber auch die Altersgrenze nach unten zu ziehen. Sie sollen sogleich näher gekennzeichnet werden.

Es ergibt sich mir nach alledem folgendes Gesamtbild: Das Ngarama-(Ruawa-) und Mbalawala-Plateau, die das Pindiro-Tal zu beiden Seiten überhöhen, sind Teilstücke des ungestört flach liegenden und ganz leicht nordostwärts fallenden Blocks von Jura-Kreideschichten der Tendaguru-Schichtenserie. Unter ihnen tritt durch die Erosionsarbeit des Pindiro und der zugehörigen anderen Quellarme angeschnitten ein Komplex älterer jurassischer Schichten als diskordantes Liegendes zutage aus. Diese fremdartigen Schichtglieder weisen starke Störungen (Faltung, Steilstellung, Zerrüttung) auf und haben bis zur Ablagerung der ungestört darüber transgredierenden Smeei-Schicht (jüngster Jura) als Insel[8]) aus dem vorrückenden Meere aufragen müssen. Die Gesteine sind sandig-schiefrig, hier und da sind stärkere Bänke eingelagert, meist wiegen dünnplattige Letten bis Papierschiefer vor. Fossilien lieferten bisher nur ganz vereinzelte Kalkknollen oder -bänke. An einer Stelle ist kräftige Faltung, an anderer feine Fältelung, und an jedem klaren Aufschluß mindestens Steilstellung zu beobachten. Offenbar setzen Spalten

[8]) Ich brachte daher an Ort und Stelle diese und die praekretazischen Gneis-Inselberge mit dem zeitweilig katastrophenhaften Untergang der Dinosaurierherden zusammen, glaube aber heut damit nicht alle Eigenheiten der Knochen-Lagerstätten erklären zu können.

hindurch, die zeitweilig das Aufsteigen warmer Quellen begünstigt haben könnten, im übrigen aber durch mancherlei Mineralien ausgefüllt sind. Merkwürdigerweise scheinen sowohl der Gips (Kikundi am Mbenkuru), wie der Eisenspat und Kalzit in die Smeei-Schicht hinauf zu setzen. Es müssen also posthume Bewegungen stattgefunden haben, die auch das Deckgebirge ergreifen konnten. Eine größere Absenkung höchstens diluvialen Alters habe ich in der „Niongala-Scholle" am Ausgange des Pindiro-Tals bekannt gegeben. Der kleine Grabenbruch hat hier den Lauf des Mbenkuru und mehrere Nebenarme, selbst von Osten her, angezogen und vor der Mündung des Pindiro zu dem Staubecken des Makangaga-Grassumpfes Veranlassung gegeben. An seiner Nordgrenze entspringt unter dem Mbalawala-Plateau die starke, das ganze Jahr über fließende Quelle des Mto Nyangi, die sich ebenfalls sofort seenartig erweitert. Die Dauerquelle des Pindiro möchte ich nicht ohne weiteres mit der Tektonik des Bodens begründen. Es könnten in dem nach Südosten offenen, dem Monsun entgegengerichteten Tale meteorologische Faktoren mitsprechen, da nicht nur der benachbarte Ruawa-Kihimbwi, sondern auch der Milola-Zustrom in dem viele Kilometer weiter südlich gelegenen Tale des Lutamba-Sees ähnliche Wasserführung aufweist.

Nicht unwahrscheinlich aber ist es mir, daß die Anlage des gesamten Pindiro-Tals gleichfalls durch Absenkungen vorbedingt ist. Die im Flußbett des Mbenkuru bei Kikundi in nur 30 m Meereshöhe anstehende Smeei-Schicht liegt gegenüber dem Tendaguru um etwa 150 m zu tief und muß noch zum Niongala-Graben gehören. Schon unmittelbar nördlich in der Vorplateaustufe des Itukuru hebt sie sich um etwa 30 m und behält diese Höhe bis Ruawa bei, erreicht damit aber erst eine Höhenlage, die ihr bei normalem Einfallen erst weit nördlich im Kilwa-Hinterlande zukäme. Auch die Schwarzi-Schicht von Runjo[9]) am Ausgange des Pindiro-Tals auf dessen linkem Ufer liegt mit 50 m bedeutend zu tief. Es kann sich vereinzelt um randliche Staffelbrüche der Niongala-Scholle handeln, die je benachbarter, um so tiefer abgesunken sind. Auf diese Weise sind Zerrüttungen mindestens bis in die Smeei-Schicht hinauf zu verfolgen. Wirtschaftliche Bedeutung möchte ich den Vorkommnissen von Gips und Eisenspat, ganz abgesehen

[9]) l. c. S. 24/25.

von der Lage, nicht zuerkennen. Dafür ist die ganze Erscheinung des auftauchenden Grundgebirges nach den bisherigen, allerdings nur flüchtigen Erfahrungen zu sehr lokal beschränkt. Aber ein starkes wissenschaftliches Interesse muß an dies Gebiet geknüpft bleiben.

Es erübrigt noch die geringen Faunenfragmente bekannt zu geben, die zur Altersfeststellung gedient haben. Bei dieser stratigraphischen Auswertung der Fossilien hatte ich mich des anregenden Beistandes meines Kollegen Dr. DIETRICH, derzeitigen Verwalters der Wirbellosen-Sammlungen des Berliner Universitäts-Instituts, zu erfreuen, dem ich dafür herzlichst Dank schulde.

a) Das Rhynchonellen-Gestein.

Rhynchonella nov. sp.

Länge („Höhe"): 4,5 cm,
Breite: 4,9 cm.

Die wenigen vorliegenden Handstücke vom Fundort 52c enthalten in hartem, rötlichgelbem, spätigem Kalkstein eine große Zahl von Schalenresten. Die Form trat also an dieser Stelle massenhaft auf. Dennoch ist nicht ein gutes Stück darunter und nur eine Ventralschale läßt überhaupt Vergleiche zu über Gesamtgestalt und Zahl der Rippen. Auch die andern Reste aber bezeugen eine besonders großwüchsige und auffallend flachschalige Form. Es müßten denn, was wenig wahrscheinlich, sämtliche Exemplare in gleicher Weise plattgedrückt sein.

Die beiden Seitenflügel sind deutlich, aber nicht sehr stark gegen den Mittelteil abgesetzt. Den Namen Furche oder sinus verdient das Mittelstück kaum, so flach eingesenkt und eben erscheint es. Die radialen, sich nicht verzweigenden Rippen sind recht kräftig und breiter als die Zwischenräume. Auf der Schalenaußenseite sind sie scharfkantig; wo aber die Schale abgewetzt ist oder fehlt, erscheinen sie gerundet. Auf das Mittelstück entfallen bei dem einzigen brauchbaren Exemplar 7, auf die Flügel je etwa 9—10 Rippen. Für eine Prüfung der Variationsbreite reicht natürlich das Material nicht aus. Nur das Randende des Furchenteils ist schwach eingebogen. Im übrigen ist die Schale nicht nur in der Breitenausdehnung sehr flach, sondern auch der Länge nach ungewöhnlich wenig gewölbt.

Es gibt eine ganze Formenreihe großer und gleichartig berippter Rhynchonellen, die man zum Vergleiche heran-

ziehen muß, keine, die völlig befriedigt. Schon in der oberen alpinen Trias finden wir solche in *Rh. (Halorella) pedata* und *amphitoma*. Doch fehlt da noch ganz die deutliche Dreiteilung durch Einsenkung bzw. Wulst im Mittelteil der Schale. Auch ist die Wölbung ausgesprochener und die Zahl der Rippen kleiner.

Die beiden letzteren Unterschiede gelten aber auch für die meisten anderen Verwandten. Von ihnen gehören *Rh. concinna* und *obsoleta* in den Dogger, ebenso *Rh. Boueti* und *plicatella*, die schon ferner stehen, *Rh. inconstans*, *moravica*, *jordanica* in den Malm, vermutlich auch *Rh. subnobilis* Müll.

Geographisch am nächsten stände *Rh. subnobilis* aus Bornhardts Kimmeridge-Fundort westlich des Mahokondo-Bachs, den Dacqué ins Callovien zurückversetzt sehen will. Mir will scheinen, daß diese Müllersche Art in die Variationsbreite der *Rh. moravica*, wie sie Noetling darstellte, durchaus hineinfällt. Es ist das eine bei Brünn, am Hermon in Syrien, sowie im Galla- und Somali-Lande vorkommende Form, die der unsrigen wenigstens in der Zahl der Rippen am nächsten steht, aber gleichfalls noch zu gewölbt ist, um eine Identifikation zu erlauben. Noetlings *Rh. jordanica* wurde von Jaekel, doch völlig zu unrecht, für einen Liederschen Fund aus dem Jura von Tanga zitiert, der auch mit dem unsrigen nichts zu tun hat. *Rh. jordanica* scheint die vorliegende an Zahl der Rippen sogar noch zu übertreffen. Das prägt sich natürlich auch in der gedrängteren Stellung der Rippen aus. *Rh. moravica* und *jordanica* gehören dem Unteroxford an.

Rh. inconstans (= *astieriana*) und *concinna* werden von Harrar aus dem Gallaland genannt. Erstere unterscheidet sich ja mit ganz geringen Ausnahmen schon durch die starke Asymmetrie der beiden Flügel aufs deutlichste, hat auch zuweilen sehr viel zahlreichere Rippen, kann aber gelegentlich gleiche Dimensionen erreichen.

Rh. plicatella, von Noetling im Callovien von Beludschistan erwähnt, entfernt sich fast noch weiter. Ebenso kommt Tornquists *Rh. aequatorialis* von Mtaru in Deutsch-Ostafrika für einen Vergleich nicht in Frage. In Deutsch-Ostafrika, Abessynien, Galla- und Somaliland sind zwar noch mehrere Rhynchonellen beschrieben, doch stehen sie zumeist dem gegenwärtigen Formenkreise völlig fern.

Von europäischen Formen nenne ich noch *Rh. trilobata*, var. *Möschi* HAAS[11]) aus dem Rauracien und Sequanien der Schweiz und Südfrankreichs. Sie weicht von der deutlichst geflügelten *trilobata* durch starkes Zurücktreten des Wulstes ab und nähert sich darin unserer Form. Auch hat sie wohl bisher die größten Exemplare geliefert, die die unsrigen sogar noch übertreffen, wenn auch die Durchschnittszahlen erheblich dahinter zurück bleiben. Hier ist aber ferner das Zahlenverhältnis der Rippen insofern ein entgegengesetztes, als der Mittelteil etwa 9, die Flügel nur je etwa 7—8 Rippen tragen. JACOB und FALLOT vereinigen sie mit *Rh. astieriana* zu einer verwandtschaftlichen Gruppe.

So muß ich denn nach vergeblicher Ums hau unter den bekannten Arten eine neue Spezies feststellen, scheue mich aber bei dem geringen, wenig vollwertigen Material, besonders wegen der Abwesenheit einer brauchbaren Dorsalschale einen Namen dafür zu geben. Die Gruppe, der sie angehört, hat ihren Schwerpunkt im oberen Dogger und unteren Malm, reicht aber bis in den oberen Kimmeridge hinauf. Eine Zeitbestimmung läßt sich daher den in Rede stehenden Funden nicht entnehmen. Einer Zugehörigkeit zur Smeei-Schicht stände an sich nichts im Wege, wenn dies nicht der einzige Fundort der Form geblieben wäre und gerade hier die geschilderten engen Beziehungen zu dem liegenden tektonisch scharf geschiedenen Komplex beständen.

b) Die schwärzlichen Kalkknollen.

Die Fossilien sind in ihren Schalen erhalten. Doch sind diese Schalen fast durchweg höchst brüchig und durch beginnenden Verfall etwas mehlig, die Ausfüllungen vielfach schon durch ockrige Verwitterung von außen her angegriffen und zerstört. Daher sind Skulpturen besser am Abdruck bzw. dessen künstlichem Ausguß zu erkennen. Leider ist das Gestein so hart, daß ein mechanisches Herauspräparieren der zarten, durchweg winzigen Formen sich von selbst verbietet, bzw. alle Versuche dazu eher zu Beschädigungen und Materialverlust führen, als zu brauchbaren Untersuchungs-Objekten. Man ist daher auf die Gunst des Zufalls

---

[11]) H. HAAS: Jurassische Brachiopoden des Schweizerischen Jura. Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges. Bd. XVI, 1889, S. 58, Taf. VII, 7—9 u. VIII, 1—2.

JACOB-FALLOT: Sur les Rhynchonelles portlandiennes etc. Ebenda, Bd. XIX 1913, S. 72.

angewiesen, d. h. auf diejenigen Stücke, die beim Zerkleinern der Blöcke ihre ganze Außenseite darbieten. Die große Zahl der von den Schnittflächen unglücklich getroffenen Schalen muß unberücksichtigt bleiben. Gut wäre es, wenn es gelänge, den natürlichen Verwitterungsprozeß beschleunigt nachzuahmen. Denn auf den angewitterten Außenseiten sind einige feste und gute Schalenreste über der Gesteinsoberfläche erhaben auf natürlichem Wege herauspräpariert, z. T. freilich auch selbst bereits wieder angefressen.

Da sich unter den erkennbaren Überbleibseln einige wenige Formen öfters wiederholen, dürften sie auch in den einer Untersuchung nicht zugänglichen mehrfach vertreten sein. Die Faunula ist also nicht sehr artenreich. Folgende Typen vom Fundort 52 c lassen wenigstens angenäherte Bestimmungen zu:

Gervillia aff. *iraonensis* Newt.

Schloßrand: 1,8 cm.

Entfernung des Wirbels vom Hinterrande: 3,4 cm.

Eine der herausgewitterten größeren Schalen glaubte ich mit Funden aus dem mittleren Dogger des Juras an der Daressalaamer Bahn gut vergleichen zu können, die ihrerseits als *G. iraonensis* zu bestimmen sind, eine Form, die Newton[12]) von Madagaskar beschrieben hat. Bei Versuchen, das Stück, dessen Gegenklappe im Gestein sitzt, noch besser herauszupräparieren, ist es leider gänzlich zersprungen, so daß mir selbst eine nochmalige Überprüfung nicht möglich ist. Das Verhältnis der angegebenen, noch ablesbaren Maße zueinander spricht aber für die Richtigkeit der Bestimmung.

Cypricardia aff. *nuculiformis* Roemer sp.

Höhe: 1,6 cm,
Länge: 2,4 cm.

Zweimal liegt eine weitgeöffnete Doppelklappe vor. Der Wirbel ist vorwärts gewölbt und liegt hart am Vorderrande der Schale. Eine nach außen konkave Linie führt von ihm zu dem am weitesten vorgewölbten Teil. An ihr setzen feine, aber deutliche konzentrische Rippen an, die die ganze Schale, am kräftigsten nahe dem Unterrande, überziehen. Die tiefste Stelle des Unterrandes liegt senkrecht

12) Newton: on fossils from Madagascar. Quart. journ. Bd. 51. 1895. S. 80—81. Taf. II. 8—9.

unter dem Wirbel. Das Hinterende, das mit dem Wirbel durch eine fast gerade Oberkante verbunden ist, erscheint zugespitzt und in der Wölbung etwas abgeflacht.

Derartige Schalenformen sind unter den verschiedensten Muschelabteilungen nicht ganz selten. Das Schloß herauszupräparieren erweist sich als unmöglich. Der Mantelrand ist leider auch in einem Falle, wo die Schale abgesprungen ist, nicht zu sehen. Immerhin glaube ich nach dem, was sich vom Schloßrand zeigt, behaupten zu können, daß ein taxodontes Schloß nicht vorliegt. Man könnte sonst an gewisse *Nucula*-Formen denken, bei denen freilich auch die tiefste Stelle des Unterrandes weiter hinten gelegen ist. Pleuromyen pflegen, wenn sie nicht überhaupt länglicher sind, vorn unten etwas zugespitzt zu erscheinen und haben den Wirbel nicht so weit vorgedreht. Einigermaßen übereinstimmende Umrisse und Proportionen finden sich bei Veneriden, z. B. *Pronoëlla*, zuweilen.

Die meisten Cypricardien unterscheiden sich, soweit sie überhaupt in Frage kommen, durch eine Kante im hinteren Teile der Schale. Es sind aber auch solche ohne dieses Formenelement beschrieben worden, und was Morris und Lycett bezeichnenderweise als *Cypricardia nuculiformis* abbilden (Great Oolite Bd. II, 1854, Taf. VII, 10), unterscheidet sich in Umriß, Gesamtgestalt und Größe von meinen Stücken überhaupt nicht. Wäre nicht die Berippung in unserem Falle etwas enger, so würde ich nicht zögern, auch ohne Kenntnis der inneren Merkmale die Vereinigung vorzunehmen. Die Formen stehen einander unbedingt so nahe, daß ich die Gattungsbezeichnung glaube übernehmen zu dürfen.

Roemer hatte zwar seine *Cyrena nuculaeformis* aus dem „Kohlenbecken des Deisters" beschrieben (Oolithgebirge 1836, S. 118, Taf. IX, 13) und die Süßwasserbildung spricht für seine generische Bestimmung. Indessen ist in seiner Abbildung doch möglicherweise ein anders gearteter Umriß zu sehen. Ganz bedeutend ist ja ferner auch der zeitliche Unterschied! Seine und die englische Form gehörten danach nicht zusammen, und die englische verlangte somit auch eine eigene Spezies-Bezeichnung.

Krenkel (Die Kelloway-Fauna von Popilani in Westrußland, Palaeontogr. Bd. 61, 1914/15, S. 327), dem die Ungenauigkeit in der Morris-Lycettschen Bestimmung ebenfalls nicht entgangen ist, will sich mit dem durch eine

weitere Ungenauigkeit entstandenen Unterschied in den Namen *nuculaeformis* (für *Cyrena*) und *nuculiformis* (für *Cypricardia*) begnügen. Die Frage kann hier unberührt gelassen werden. Denn eine endgültige spezifische Gleichstellung mit der englischen Form, so wahrscheinlich sie sein mag, erlaubt der schlechte Erhaltungszustand der vorliegenden Stücke nicht. MORRIS und LYCETT lag das Schloß ihrer Form vor. Ich halte mich daher an ihre Gattungsdiagnose. Dagegen muß ich entschieden der KRENKELschen Bestimmung eines Exemplars von Popilani entgegentreten. Der Umriß des auf seiner Tafel XXVII, Fig. 10 abgebildeten Exemplars weicht im Verhältnis von Länge und Höhe derartig ab, daß mir selbst eine nur generische Übereinstimmung mit dem englischen Original ausgeschlossen erscheint. Auch hier würde übrigens eine zeitliche Differenz (Groß-Oolith und mittleres Kelloway) bestehen, die freilich unbedeutend wäre.

Erwähnt wird die Form auch beispielsweise von GREPPIN (Grande Oolithe des environs de Bâle. Mém. soc. paléont. Suisse Bd. XV, 1888, S. 88, Taf. VIII, 1). Hier entsprechen Umriß und Proportionen durchaus, doch handelt es sich um ein nur 3 mm langes Exemplar, das also völlig unausgewachsen war oder aber spezifisch nicht ident wäre.

Bei dem Grade der Bestimmungsmöglichkeit und der Unkenntnis hinsichtlich der vertikalen Verbreitung der angezogenen Art wird man dem Fund sonderlichen Einfluß auf die Altersbestimmung der in Frage stehenden Schicht nicht einräumen können.

Neaera sp.

Länge: 0,5 cm,
Höhe: 0.35 cm.

Gar nicht selten ist eine kleine, nur in Einzelklappen erhaltene Form, die in verhältnismäßig kräftiger Wölbung und einem „geschwänzten" Hinterrande besondere Merkmale aufweist. Nach der hinten ausgezogenen Ecke zieht vom Wirbel aus eine scharfe Kante; sie grenzt ein länglich dreieckiges, gegen die Schalenwölbung fast rechtwinklig abgeknicktes Feld ab. Eine winzig feine Berippung des gewölbten Schalenteils tritt auf dieses Feld nicht über. Eine derartige Gestalt ist vollkommen charakteristisch für die von *Corbula* mit Recht abgetrennte und neben ihr als selbständig (nicht Untergattung!) zu betrachtende Gattung

Neaera, mindestens in ihren älteren Vertretern. Auch der zwerghafte Wuchs findet sich oft. Die Trennung der Arten in der Literatur ist leider höchst unmethodisch erfolgt und unbrauchbar. Man kann sich leicht überzeugen, wie die Umrißformen am Unterrand in der Nachbarschaft der vorgezogenen hinteren Ecke an ein und demselben Fundort variieren, z. T. mag das Wachstumsstadium davon die Ursache sein. Es sind nun nicht nur sehr gleichartige Formen unter verschiedenen Namen, sondern auch (sicherlich nicht ohne Grund) voneinander abweichende Gestalten unter einheitlicher Bezeichnung beschrieben und abgebildet worden. Mein geringes Material könnte ich bei *N. glosensis* ZITT. und GOUB., (die vielleicht etwas ausgeprägtere Berippung zeigt), *caudicea* SAUV., *prora* SAUV., *Deshayesea* BUVIGN., *Kobyi* DE LOR. u. a. m. unterbringen, ohne damit etwas gewonnen zu haben. (Vgl. Taf. XI bei Loriol-Pellat, ob. Jura der Umgebung von Boulogne sur mer. Mém. soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, Bd. 23—24. Paris 1874, und Taf. III, 5, bei Loriol-Koby. Rauracien infér. Jura bernois. Mém. soc. paléontol. Suisse, Bd. XXI, 1894.)

Dagegen ist sehr zu bedenken, daß das sämtlich Typen des oberen Jura und zwar des Kimmeridge (Sequanien-Virgulien) sind. ZITTEL erklärt dann auch ausdrücklich: „Die ältesten sicheren Neaeren finden sich allerdings in sehr geringer Zahl im Malm" (Stramberger Schichten, S. 237), wiederholt das auch später nachdrücklich im Handbuch der Palaeontologie. Eine Umschau in der Literatur ergab, daß sich daran auch seither nichts geändert zu haben scheint. Doch wird man es nicht für ausgeschlossen erklären dürfen, daß in solchen Fällen jeder Tag eine Erweiterung unseres Wissens bringen kann, und entsprechend hinsichtlich der Horizontierung nicht allzuviel Gewicht auf die Gattungsdiagnose legen können.

Alaria, Gruppe der *Al. hamus*.

Unter den durchweg ebenfalls winzigen und nur im Abdruck klar erhaltenen Schnecken ist am häufigsten eine *Alaria*. Freilich fehlen mir Mündung und Schlußwindung in allen Fällen. Es ist somit eine einwandfreie Bestimmung überhaupt nicht durchführbar. „Irrtum völlig zu vermeiden, ist unter den gegebenen Umständen einfach unmöglich. Zu oft haben wir zwischen der Scylla einer zweifelhaften Identifizierung und der Charybdis des Artaufstellens zu

wählen"[13]). Von beiden Gefahren wünsche ich mich gleichermaßen fernzuhalten.

Auch genügt es für unseren Zweck, eine Gruppe feststellen zu können, die „wenigstens in Süd-England hauptsächlich im oberen Teil des Unter-Ooliths"[14], d. h. im unteren Ober-Dogger (Bathonien) vorkommt. Diese Feststellung aber ist durch die Skulptur und die Proportionen des Gehäuses ermöglicht. Die obersten beiden Windungen pflegen glatt und gerundet zu erscheinen, alsdann stellt sich an der Stelle stärkster Windung ein Kiel ein, unter dem zunächst zwei weitere parallele Rippen auftreten. Etwa in der fünften Windung taucht eine dritte darunter auf und zugleich schaltet sich je eine feinere zwischen diesen schärfer ausgeprägten ein. Alsbald werden sie aber sämtlich gleich stark, treten frühzeitig auch über dem Kiel in mehreren Linien auf und überziehen so als ein dichtes Büschel die jüngsten größten Windungen. Ein zweiter Kiel geht dabei aus ihnen nicht hervor. Als Typus der Monodactylen verzichtet ja die Gruppe konsequenterweise in mehreren ihrer Vertreter auf den zweiten Kiel, und unter diesen hätten wir also die nächsten Verwandten unserer Form zu suchen. *Alaria hamus* DESL. selbst, die ja erst neuerdings in einem einzigen Fundstück auch im schwäbischen Braunjura δ festgestellt werden konnte[15]), kommt danach nicht in Frage, wohl aber ihre Varietät *Phillippsii* D'ORB. sp. (HUDLESTON S. 116, Taf. IV, 8 a), ferner *Al. unicarinata* u. a. m. Als ein zweites Formenelement treten gleichzeitig mit dem Kiel und den Längsriefen auch Querrippen auf. Anfangs laufen sie von Naht zu Naht und zwar oberhalb des Kieles ihm entgegen, dann mit deutlichem Knick schräg abwärts. Später verkürzen sie sich zu knotenartigen Anschwellungen der Kiellinie und verschwinden zuletzt ganz. Auf einen halben Umgang entfallen etwa 4–5 von ihnen. Auch darin sind Merkmale der ganzen *hamus*-Gruppe wiederholt.

Eine so winzige Angehörige der Gruppe ist mir allerdings bisher nicht bekannt. Ich kann natürlich nicht annehmen, daß in etwa 5–6 Fällen jedesmal zufällig nur Jugendwindungen erhalten wären, zumal die ganze Fauna aus kleinwüchsigen Formen besteht.

---

[13]) HUDLESTON: Gasteropoda of the inferior Oolite. 1887–1895. S. 109.

[14]) Ebenda, S. 112.

[15]) BRÖSAMLEN, Gastropoden des schwäbischen Jura. Paläontogr. Bd. 56, 1909, S. 303.

?*Cryptaulax*, Gruppe der *armata* GOLDF. sp.

Nur in einem einigermaßen vollständigen Gehäuse und ganz vereinzelten Bruchstücken anderer scheint mir eine Procerithide der genannten Gruppe vorzuliegen. Das eine Exemplar mißt nur 4 mm bei 7 sichtbaren Windungen. Nur starke Vergrößerung läßt überhaupt die Unterscheidung der Form zu. Dann aber erkennt man deutlich eine Skulptur, die stark an den Verwandtschaftskreis des „*Cerithium*" *armatum* erinnert. Von der dritten erhaltenen Windung an zeigen sich drei Längsspiralrippen, von der folgenden an stellt sich je eine feinere dazwischen, sowie auf der oberen und unteren Flanke der Umgänge ein. Die ganze Oberfläche erscheint nun in eingetiefte quadratische Felder eingeteilt dadurch, daß auch Querrippen von Naht zu Naht laufen und an den Kreuzungspunkten knötchenartige Verdickungen bilden. In den ersten Windungen kommen etwa 12 auf den Umgang, später erhöht sich ihre Zahl. Die gesamte Skulptur bleibt bis zur letzten erhaltenen Windung einschließlich unverändert bestehen.

Cryptaulax armata selbst hat nach der Beschreibung, die BRÖSAMLEN[16]) gibt, im allgemeinen nur zwei Längskiele, zwischen denen sich seltener eine Nebenspirale als dritte gleichstarke entwickelt. Doch besteht nach BRAUNS'[17]) Fassung des *Cerithium vetustum* ein ganzer Formenkreis um jenen Typ herum, innerhalb dessen sich die einzelnen früher unterschiedenen Arten nicht scharf begrenzen lassen. Auch *Crypt. echinata* ist nach BRÖSAMLENS eigener Darstellung durch alle Übergänge mit *Cr. armata* verknüpft, müßte nach strengen Nomenklaturregeln sogar auch ohnedies den Namen mit jener tauschen. Da läßt sich denn für einen einzelnen Fund wie den vorliegenden über Variationsbreite und Eingreifen in jenen Formenkreis nicht allzu viel bestimmtes aussagen. Es kommen ja recht ähnliche Skulpturen auch sonst unter den Schnecken nicht selten vor (cf. *Rostellaria elegans* (PIETTE) aus d. Oxford). Zur Bestimmung des Genus kann nur noch die turmförmige Gestalt beitragen. Denn von einer Mündung ist nichts zu sehen.

Die Benennung bleibt daher noch recht ungewiß und kann nur einer persönlichen Überzeugung zum Ausdruck dienen, ohne bindende Kraft beanspruchen zu können. Die

---

[16]) Gastropoden des schwäb. Jura. Palaeontogr. Bd. 56. 1909. S. 291.

[17]) BRAUNS: D. mittl. Jura im nordwestl. Deutschland. 1869.

genannte Gruppe umfaßt den Dogger α bis ε. *armata* selbst gilt meist als Leitfossil für Unter-Alpha, zeigt ja freilich auch die noch am wenigsten entwickelte Skulptur.

Sowohl an Muscheln als an Schnecken liegen offenbar noch einige, allerdings nicht zahlreiche, weitere Typen vor, von denen indessen nicht mehr gesagt werden kann, als daß sie zu den aufgezählten nicht gehören. Das Material vom Fundort 22 ist so gering und schlecht, daß leider keine der genannten Formen von 52 c wiedererkannt werden konnte. Doch ist nach dem ganzen Habitus des Gesteins, der Fauna und des Auftretens an der unbedingten Gleichartigkeit des Horizonts kein Zweifel möglich.

Ein recht einheitliches Ergebnis in stratigraphischer Hinsicht erhalten wir ja leider nicht. Wenn wir die wenigen, nur in geringem Maße bestimmbaren Fossilreste mustern, so finden wir:

Rhynchonella sp. nov. nächste Verwandte im Ob. Dogger-Malm.
Gervillia, aff. *iraonensis* „ „ „ Mittl.
Cypricardia aff. *nuculiformis* nächste Verwandte im Bath (Kelloway?)
Neaera sp.; nächste Verwandte im Kimmeridge.
Alaria, Gruppe der *hamus*; nächste Verwandte Ob. Dogger (Bath-Stufe).
? *Cryptaulax*, Gruppe der *armata*; nächste Verwandte Dogger α—ε (Bayeux-Bath-Stufe).

Eindeutig ist keine einzige von diesen Feststellungen, einige sind in ihrem zeitlichen Wert unzuverlässiger als andere, ausschlaggebend ist keine. Da selbst über die verhältnismäßig reiche Fauna von Mahokondo noch keine Einigung in stratigraphischer Beziehung erzielt werden konnte, wäre es müßig, diese Fragmente einer Faunula genauer wägen zu wollen. Unter Berücksichtigung der beobachteten Diskordanz gegen die Smeei-Schicht wird man mindestens bis ins Unteroxford hinabzugehen haben. Für höheres Alter als mittleren Dogger braucht selbst die letzte fragliche Form der Liste nicht zu sprechen. Es ist daher im Hinblick auf die schwache Fossilienliste wohl eine gewisse Berechtigung dafür in Anspruch zu nehmen, wenn ich für die fossilführenden Einlagerungen der Pindiro-Schiefer etwa oberen Dogger als mutmaßliches Alter voraussetze. Die Faltungsvorgänge wären also in den unteren, spätestens mittleren Malm zu versetzen. Es könnte hiermit die Tatsache in Zusammenhang gebracht werden, daß im Zentralbahngebiet die Sedimentreihe nach oben hin in einem noch nicht genauer

bekannten Horizonte des Malm abzuschließen scheint, die Tendaguru-Serie im Süden dagegen um ungefähr dieselbe Zeit über Gneis-Untergrund einsetzt.

14. *Eifelocrinus* und *Peripterocrinus*, nom. nov.

(Synonymische Bemerkungen)

Von Herrn J. Wanner.

Bonn, den 27. September 1916.

In dieser Zeitschrift (68, Jahrg. 1916, Abhandlungen Heft 3, S. 343—359, Taf. XXVIII) habe ich eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel *Ptilocrinus* und in meiner Monographie: Die permischen Echinodermen von Timor I. Teil (Paläontologie von Timor etc., Liefg. VI, Stuttgart 1916, S. 311—313, Taf. 16, Fig. 12) eine solche aus dem Perm von Timor *Thalassocrinus* benannt. Da mir während des Krieges manche ausländische Literatur weniger leicht zugänglich war, habe ich leider übersehen, daß beide Namen schon vor einigen Jahren von A. H. Clark für rezente Krinoidengenera gebraucht wurden (A new species of Crinoid (Ptilocrinus pinnatus), Proc. U. St. N. Mus. vol. 32, 1907, p. 551—554, und: Thalassocrinus, a new genus of stalked Crinoids from the East Indies, Proc. U. St. N. Mus. vol. 39, 1911, p. 473—476). Ich ändere daher *Ptilocrinus* mihi (nec Clark) in *Eifelocrinus*, und *Thalassocrinus* mihi (nec Clark) in *Peripterocrinus* um. Der letztere Name bezieht sich auf die flügelförmigen interradialen Platten, die sich ringsum zwischen den Armen erheben.

15. Die atlantische „Spalte".

Kritische Bemerkungen zu A. WEGENERS Theorie von der Kontinentalverschiebung.

Von Herrn W. Soergel, Tübingen.

(Hierzu 4 Textfiguren.)

Die Küsten der ost- und westatlantischen Kontinente sind Ränder einer Spalte, die in einer einst einheitlichen, gewaltigen Kontinentalmasse zwischen dem heutigen Süd-

amerika und Südafrika zu Beginn des Tertiärs aufriß, unter Auseinanderweichen der gespaltenen Teilmassen weiter und weiter nach Norden durchbrach und zur Entstehung des Atlantischen Ozeans, als weitgedehnter Spaltenboden führte.

Dieser Gedanke ist die Ausgangsbasis für eine Theorie A. WEGENERS[1]), die versucht, die Großformen der Erdoberfläche in Lage, Umriß und den großen Zügen ihrer Struktur zu erklären. Die aus leichten salischen Gesteinen im Sinne von E. SUESS aufgebauten Kontinente sollen schwimmen in einem zähflüssigen Sima, das auf dem Ozeanboden zutage liegt, und die Fähigkeit weitgehender Beweglichkeit über diesem Sima besitzen, sei es infolge aktiver, den salischen Schollen irgendwie mitgeteilter Bewegung, sei es passiv fortgetragen von irgendwie bedingten Strömungen im Sima. Diese Beweglichkeit der Salschollen soll, nachdem eine die ganze Erde umhüllende dünne Salkruste schon in präkambrischen Zeiten sich auf einen einzigen, alle heutigen Kontinente umfassenden Komplex zusammengeschoben hatte, Anfang Tertiär eingesetzt und die abgespaltenen Teile, also Kontinente und Inseln, in die heutige, von der vortertiären wesentlich abweichenden Lage versetzt haben. Es ist augenscheinlich, in wie hohem Maße diese Theorie alle Voraussetzungen aufhebt, mit denen die Paläogeographie bisher zu arbeiten berechtigt schien. Der geographische Rahmen der Gegenwart, der uns zum wenigsten eine gesicherte relative Fixierung unserer Aufschlüsse und Fundpunkte und damit eine sehr angenäherte Beurteilung der ehemaligen Horizontalentfernung der einzelnen Punkte zu verbürgen schien, könnte nach dieser Theorie nicht mehr als Ausgangsbasis dienen bei Fragen der Verbreitung von Sedimenten und Faunen, der Wanderungen und den sich daran knüpfenden Folgerungen. Einem einheitlichen, einzigen Kontinentalblock zur paläozoischen und mesozoischen Zeit, auf dem in naher Nachbarschaft die heut weit getrennten Ablagerungen dieser Zeiten zum Absatz gekommen wären, tritt mit Beginn des Tertiär ein ständig sich änderndes, vom alten in den neuen, gegenwärtigen Zustand überleitendes Relief gegenüber.

Den Übertritt aus dem Bereich einer älteren, Richtung und Methode der bisherigen Forschung bedingenden Theorie

---

[1]) WEGENER, A., Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Fr. Vieweg, Braunschweig. 1915.

in das einer neuen, wesentlich verschiedenen wird die Wissenschaft stets abhängig machen von dem Ergebnis einer kritischen Prüfung dieser neuen. Von letzterer wird man nicht nur erwarten dürfen, daß sie Scheinprobleme im Rahmen der alten Theorie als solche erkennt, bisher nicht lösbare Fragen einer Lösung näherbringt, sondern vor allem auch, daß sie das Tatsachenmaterial, das schon innerhalb der alten Theorie eine befriedigende Erklärung fand, in mindestens gleich befriedigender Weise auszudeuten imstande ist. Das kann als Prüfstein gelten für ihre höhere Wertigkeit. Hier hat DIENER[2]), nachdem DACQUÉ[3]) sich im wesentlichen zustimmend zu WEGENERS Theorie geäußert hatte, eingesetzt und gezeigt, daß von WEGENERS Standpunkt aus die Verteilung der mesozoischen Meere, der Meer- und Landfaunen dieser Perioden und ihrer Beziehungen ganz unverständlich ist und eine Ausdeutung der Tatsachen im Rahmen der neuen Theorie zu ganz absurden Konsequenzen führt. Dasselbe läßt sich leicht erweisen für das Tertiär und die Verbreitung der tertiären Säugetierfaunen in Gattungen und Arten, dasselbe für den Teil der Diluvialzeit, in dem Nordamerika nach WEGENER noch mit Westeuropa zusammengehangen haben soll. Wo in solchem Maße die Probe auf das Exempel nicht stimmen will, da wird man berechtigt sein, im Exempel selbst die Gründe für diese Unstimmigkeiten zu vermuten, die eine kritische Prüfung der herangezogenen Tatsachen ans Licht bringen müßte. Dabei kann es sich bei dem heutigen Stand unserer Kenntnisse, vor allem in geo-physikalischen Fragen, vielfach nur darum handeln, festzustellen, ob die Ausgangstatsachen einoder vieldeutig sind, nur eine oder mehrere Auslegungen zulassen, mit einem Wort, ob die übereinandergebauten Schlußfolgerungen zwingend sind. Es wird sich erweisen, daß die meisten von WEGENER für die Spaltennatur des Atlantik den kontinentalen Randgebieten dieses Ozeans entnommenen geologischen Argumente eine Ausdeutung im Sinne WEGENERS überhaupt nicht zulassen, daß sie fast ausschließlich gegen die neue Theorie sprechen.

WEGENERS Theorie wurzelt in der Annahme, daß durch die Tatsachen der Tiergeographie der Vergangenheit und Gegenwart ein ehemaliger Zusammenhang zwischen heut

[2]) DIENER, C., Die Großformen der Erdoberfläche. Mitt. d. K. K. geogr. Gesellsch. in Wien, 1915, Bd. 58, Heft 7 u. 8.

[3]) DACQUÉ, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. G. Fischer, Jena, 1915.

durch weite Ozeane getrennten Kontinenten über eben diese Ozeane erwiesen sei, in der weiteren aus der isostatischen Hypothese abgeleiteten Anschauung, daß solche ehemals verbindenden Kontinentalmassen und überhaupt kontinentale Schollen nicht in ozeanische Tiefen abgesunken sein könnten. Sie versucht die Forderungen der Tiergeographie und Isostasie zu vereinen in der Annahme, daß die Kontinentalmassen einstmals eine einheitliche Masse bildeten, daß erst durch das Aufreißen sich allmählich erweiternder Spalten in dieser Kontinentalmasse und durch ein Auseinanderwandern der salischen Kontinentalschollen über ein zäh flüssiges Sima eine Trennung in einzelne Kontinente erfolgte und sich die heutige Lage und Verteilung der Kontinente entwickelte. In betreff der ersten Annahme habe ich an anderer Stelle[4]) gezeigt, daß Landbrücken über heutige Ozeane in dem Ausmaß, wie paläogeographische Karten sie gemeinhin zeigen, weder durch geologische, noch durch tiergeographische Tatsachen zu beweisen sind, daß insbesondere die Argumente aus dem letztgenannten Material mit dem Fortschreiten unserer Kenntnisse immer mehr zusammenschrumpfen. Damit entfällt von vornherein die Notwendigkeit, heut getrennte Kontinente in direkten Zusammenhang zu bringen, sei es durch später versunkene Landbrücken oder durch ein Zusammenrücken der betreffenden Kontinente. Bezüglich des zweiten Punktes, der Unmöglichkeit eines Einsinkens kontinentaler Schollen in ozeanische Tiefen, braucht man mit Diener l. c. nur auf einige Tatsachen hinzuweisen, die ein derartiges Absinken unzweideutig beweisen. Dahin gehören die jugendlichen Einbrüche in der Ägäis, das Aufsteigen — dem ein ehemaliges Absinken vorausgegangen sein dürfte — der Inseln Trinidad, Barbados und Malta aus Tiefen, in denen Globigerinenschlamm und Radiolarienschlick abgesetzt werden konnten, schließlich auch die Hebungen und Senkungen des ozeanischen Tiefenbodens, die sich aus verschiedenen Profilen rezenter Tiefseebildungen ablesen lassen. Diese Tatsachen, wie so viele andere, sind allerdings nicht vereinbar mit den Forderungen einer isostatischen Hypothese. Aber diese Hypothese selbst ist noch keineswegs so fest begründet, wie es nach Wegeners Ausführungen scheinen könnte. Abgesehen von sehr vielen Ausnahmen und Erscheinungen, die in den Rahmen dieser

---

[4]) Soergel, W., Das Problem der Permanenz der Kontinente und Ozeane. E. Schweizerbart, Stuttgart 1916.

Hypothese nicht hineinpassen wollen und sie als keinesfalls beherrschendes Prinzip in der Entwicklung des Erdreliefs erscheinen lassen — vergl. darüber DACQUÉ, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie — kann auch eine ihrer wesentlichsten empirischen Grundlagen, das relative Schwereplus über den Ozeanen gegenüber einem relativen Schwereminus über den Kontinenten, noch nicht als völlig gesichert gelten. Gegen die Umwertung und Ausdeutung der durch Beobachtungen gewonnenen absoluten Zahlen sind verschiedentlich Bedenken geäußert worden. SUESS[5]) hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Mehrzahl der ozeanischen Schwereplus gemessen wurden in der Nähe vulkanischer Inseln oder über submarinen vulkanischen Gebieten, wo natürlich mit einer Einwirkung der schweren vulkanischen Gesteine gerechnet werden muß. Zahlreiche Autoren, sowohl Geologen als Geophysiker, vertreten auf Grund der vorliegenden Messungen noch heute die Ansicht, daß auf den Ozeanen eher ein Massendefekt als ein Massenüberschuß als erwiesen gelten müßte, daß der Beweis von Massendefekten unter den Gebirgen der Erde nicht als erbracht angesehen werden könnte. Auf jeden Fall sind wir von endgültigen Resultaten, die einer Theorie als feste Basis dienen könnten, noch weit entfernt. Selbst wenn man aber eine Isostasie als begründet gelten läßt, so würde damit noch keineswegs erwiesen sein, daß auf dem Ozeanboden, wie WEGENER annimmt, das schwere Sima, das Medium, in dem die leichteren Kontinente schwimmen sollen, entblößt sei. Den Beweis für eine solche Entblößung des Sima sieht WEGENER in einer gewissen Schlichtheit des Ozeanbodens, die dadurch bedingt sei, daß das Sima infolge seiner Zähflüssigkeit weder durch Druck noch Zug modelliert werden könnte, daß stets Ausgleichsströmungen einsetzen müßten, die entstandene Unebenheiten größeren Ausmaßes ausgleichen. Eine solche Schlichtheit des Ozeanbodens ist aber gar nicht zu beweisen, da unsere heutigen Tiefseekarten uns nur ein zeitlich bedingtes, der Masse der heutigen Lotungen adäquates Bild bieten können. WEGENER sagt selbst, daß hier eine Täuschung infolge des noch zu weitmaschigen Lotungsnetzes möglich sei. Sie erscheint sicher, wenn man aus einem Vergleich alter und neuer Tiefseekarten und der hervortretenden zunehmenden Modellierung des Tiefseebodens den

[5]) SUESS, Das Antlitz der Erde, III. 2, S. 711 ff.

einzig richtigen Schluß zieht. Überträgt man das weitmaschige Netz der Lotungen auf die Kontinente, so würde ihre Oberflächengliederung, wie ein Versuch ohne weiteres lehrt, nicht stärker erscheinen als diejenige, die uns die Lotungen vom ozeanischen Tiefenboden vermitteln. Ganze Gebirgszüge würden ohne weiteres ausfallen und der Alpenbogen würde auch unter günstigen Umständen, die ausschließlich der Zufall bedingt, als ein Gebiet ungefähr gleicher Höhe sich darstellen. Seine starke Zergliederung und auch nur die wesentlichsten Züge seines Baues würden nicht sichtbar werden.

Andererseits ist von vornherein anzunehmen, daß der Tiefseeboden bis zu einem gewissen Grade schlichter sein muß als die Oberfläche der Kontinente, da hier all die Kräfte nicht wirksam sind, die in kleineren und größeren Zügen, lokal oder regional die Kontinente modellieren und das durch tektonische Vorgänge geschaffene Bild nicht nur hier verschärfen, dort verwischen, sondern durch oft bedeutende Umlagerungen von Material tektonische Vorgänge bedingen oder nicht zur Ruhe kommen lassen. Ist der Ozeanboden wie die Kontinente aus salischen Gesteinen aufgebaut, wie diese in Schollen zerlegt und den Wirkungen tektonischer Kräfte ausgesetzt, die Hebungen und Senkungen hervorrufen, so müßten nach Wegener die Unebenheiten des Ozeanbodens größer und schroffer sein als die der Kontinente, da die Gesteine im Wasser ein Drittel ihres Gewichts verlieren, während die Molekularkräfte die gleichen bleiben. Nun wird auf den Kontinenten das Ausmaß der Schollenverschiebung zweifellos beeinflußt von den Massenumlagerungen auf ihrer Oberfläche. Da solche auf dem Ozeanboden so gut wie fehlen, so wird man tektonisch bedingte Niveauschwankungen der einzelnen Schollen schon geringer ansetzen und ein relativ einfacheres Bild erwarten dürfen.

Auf den Kontinenten ist das salische Urgestein im Laufe der Erdgeschichte in wachsendem Maße „aufgespalten“ worden in einfachere Gesteine; chemische und mechanische Verwitterung haben aus ihrer ersten Oberfläche letzten Endes das Material hergerichtet zur Bildung von Kalksteinen, Sandsteinen und Tonen und ihrer Zwischenglieder, die flache Transgressionsmeere auf den Schelfen der Kontinente absetzten. Diese gewissermaßen sekundären Gesteinsarten zeigen untereinander und gegenüber dem gemeinsamen Ursprungsgestein, aus dessen, sagen wir, Spaltung sie hervor-

gingen, ein ganz verschiedenes chemisches und physikalisches Verhalten. Aus einer ziemlich gleichmäßig zusammengesetzten obersten Rinde — von primären Differenziationen in dieser Rinde können wir hier absehen — ist im Verlauf der Erdgeschichte, einmal durch „Aufspaltung" des Baumaterials, dann durch Umlagerung, die zu einer von der primären abweichenden Massenverteilung führte, eine sehr heterogene Masse geworden. Es ist einleuchtend, daß eine solche heterogene Masse sich tektonischen Kräften gegenüber, soweit diese eine Gliederung der Oberfläche beeinflussen, wesentlich anders verhalten wird als eine homogene Masse. Es werden sich Stellen größeren neben solchen geringeren Widerstands finden und die Wirkung tektonischer Kräfte muß mehr oder weniger lokal und dann meist in bedeutenderem Maße zum Ausdruck kommen. Die Oberflächengliederung einer solchen Masse muß, selbst wenn sie nur ein kleiner oberster Teil einer tektonisch beeinflußten Rinde ist, notwendigerweise eine stärkere sein als die einer in allen Teilen homogenen Masse. Bei letzterer fehlen die Voraussetzungen für stärkere lokale Wirkungen tektonischer Kräfte. Diese müssen sich in höherem Maße regional äußern und in der Gliederung der Oberfläche durch stärkeres Vorwalten eines Flächencharakters zum Ausdruck kommen. Als eine solche relativ homogene Masse muß aber gegenüber dem Salkomplex der Kontinente die salische Gesteinsmasse unter dem Ozeanboden gelten, mit Ausnahme derjenigen Randgebiete, in denen nachweislich kontinentale Schollen in die Tiefe sanken. Denn wie wir an anderer Stelle l. c. auseinandersetzten, müssen zu allen Zeiten weite Gebiete der Ozeane Ozeane gewesen sein, war das salische Urgestein hier also niemals einer „Aufspaltung" und Umlagerung derart unterworfen wie auf den Kontinenten. Auch aus diesen Erwägungen heraus erschiene eine größere Schlichtheit des Ozeanbodens als der kontinentalen Oberfläche verständlich.

Schließlich müssen die Tiefseesedimente nivellierend wirken. Wir wissen zwar nicht, welche Mächtigkeit diese Ablagerungen besitzen. Waren die großen Ozeanbecken aber permanent, so können auch sich scheinbar so langsam bildende Gesteine wie der rote Tiefseeton — vorausgesetzt, daß stets die Bedingungen zu seiner Entstehung erfüllt waren — größere Mächtigkeiten erreichen, die wir für Globigerinenschlick und Schlamm ohne weiteres annehmen dürfen. Diese Bildungen können ursprünglich tektonische

Unebenheiten eindecken, einfach durch Auflagerung oder im Entstehen begriffene Unebenheiten in hohem Maße sofort durch untermeerische Gleitungen gegen das relativ sinkende Gebiet kompensieren.

Eine gewisse Schlichtheit des ozeanischen Bodens ließe sich also erklären auch ohne die Annahme, daß hier das Sima freiläge. Ja, mir scheint, daß die Schlichtheit gar nicht derartig ist, oder schon nach den heutigen Kenntnissen zu sein scheint, wie sie an der Oberfläche eines zähflüssigen, alle Unebenheiten in sich selbst ausgleichenden Sima zu erwarten wäre. Den Atlantik kennzeichnen eine Reihe größerer und kleinerer Becken, die trotz der heutigen spärlichen Lotungen vielfach schon eine Gliederung erkennen lassen, die von derjenigen Nordafrikas oder gewisser Teile Südamerikas prinzipiell kaum verschieden sind.

Die Gliederung des Bodens des Pazifik, eines nach fast allgemeiner Ansicht sehr alten Ozeans, der vom Standpunkt WEGENERS doch einen recht ausgeglichenen Boden aufweisen müßte, scheint mir mit einer gewissen Zähflüssigkeit dieses Bodens gar nicht zu harmonieren. Ich meine nicht etwa die mehr lokalisierten Tiefseegräben, bei denen das jugendliche Alter vielleicht eine Kompensation durch Ausgleichsströmungen im Sinne WEGENERS noch nicht ermöglichte; ich meine den Grundbau des ganzen Beckens, die völlige Asymmetrie in der Verteilung der großen Tiefen, deren Schwergewicht in ganz überragendem Maße im Westen liegt, das „gestaffelte" Absinken des Beckens von Ost nach West. Es ist nicht verständlich, wie die erst im Tertiär flott werdenden Kontinente einen ziemlich ausgeglichenen Ozeanboden — als solcher müßte doch wohl mindestens zu B e g i n n der Kontinentalwanderungen der Boden des sehr alten Pazifik gelten — in dieser Weise und in diesem Ausmaße hätten, durch Druck oder Zug auf eine zähflüssige Simaoberfläche, umgestalten können; oder welche Kräfte Strömungen im Sima hätten bewirken können, die zu einer relativ so großen Abweichung des Ozeanbodens von dem Kugeloberflächenteil einer zähflüssigen Masse führen mußten. Die von WEGENER angenommene Westwanderung beider Amerika kann die höhere Lage des Sima im Osten als Folge einer Aufstauung nicht erklären, da dieser Aufstau dann gerade vor beiden Kontinenten am bedeutendsten sein müßte, was keineswegs zutrifft. Hier begegnen uns im Gegenteil, besonders vor der Westküste Südamerikas, Regionen bedeutenderer Tiefe, die im Rahmen

der WEGENERschen Anschauungen sich als jugendliche, noch nicht kompensierte Einbrüche nicht deuten lassen.

Einen weiteren Beweis dafür, daß die Lithosphäre nicht mehr als geschlossene Rinde die Erde umhülle, daß sie in einzelne Stücke, die heutigen Kontinente, zerbrochen sei und zwischen ihnen auf dem Boden der Ozeane die nächst tiefere Mantelschicht, das Sima, freiläge, sieht WEGENER in dem Vorhandensein zweier Maxima im Krustenniveau, einmal in 4700 m Tiefe, dann in 100 m Höhe. Er meint, daß ein mittleres Krustenniveau von 2300 m Tiefe (Abstand vom Wasserspiegel) das häufigste sein müßte, „wenn Ozeanbecken und Festländer, wie die Kontraktionshypothese will, nur durch Senkung und Hebung entstanden sind.“ Diese Ansicht scheint mir nicht berechtigt. Wird eine ebene Oberfläche durch Hebungen und Senkungen gegliedert, so wird sich das neue Krustenniveau in drei Hauptgruppen gliedern lassen: 1. Niveau erheblicher positiver Abweichung vom Ursprungsniveau; 2. Niveau erheblicher negativer Abweichung vom Ursprungsniveau; 3. Niveaus, die dem Ursprungsniveau mehr oder weniger entsprechen, also um ein „mittleres“ Krustenniveau pendeln. Dieses mittlere Krustenniveau muß im Grenzgebiet zwischen den positiv und negativ abweichenden Niveaus liegen. In welchen Prozentsätzen sich jedes Niveau am gesamten Oberflächenniveau beteiligt, hängt lediglich ab vom Ausmaß der Hebungen und Senkungen, ob das neue Relief vorwiegend die Folge ist von Faltungen oder von Bruchbildungen. Sind Hebungen und Senkungen hervorgerufen durch einen flachen Faltenwurf, so werden die extrem abweichenden Niveaus seltener sein, es wird ein Maximum des Krustenniveaus geben, das dem mittleren Krustenniveau entspricht. Kommt es mit dem Fortschreiten des Faltungsvorganges zu Flexuren in den Grenzgebieten zwischen Höhen und Tiefen, so muß das notwendigerweise die Fläche des mittleren Krustenniveaus verkleinern; es kann ein Stadium der Modellierung eintreten, in dem die drei Niveaugruppen gleich verbreitet sind. Treten im weiteren Verlauf an der Grenze zwischen Höhen und Tiefen Brüche hinzu, so muß die Fläche des mittleren Krustenniveaus weitere, sehr beträchtliche Verkleinerungen erleiden und es bleiben zwei Maxima des Krustenniveaus übrig. Wird die Entwicklung des Erdreliefs in seinen beiden großen Einheiten von Brüchen und Flexuren beherrscht, so ist das Vorhandensein zweier, von dem mittleren Krustenniveau sich ungefähr gleich weit

entfernender Niveaumaxima ganz selbstverständlich. Die Seltenheit des Niveaus von 600—3000 m Tiefe liegt daran, daß gerade die ehemaligen Gebiete dieser Niveaus das Grenzgebiet zwischen Kontinent und Ozean oder der Plus- und Minus-Gebiete darstellen, die im Laufe der Erdgeschichte infolge wachsender Steilerstellung, z. T. infolge Einbrechens in tiefere Niveaus eine starke Beschränkung ihrer horizontalen Ausbreitung erfuhren.

Weder die isostatische Hypothese, noch eine gewisse Schlichtheit des Ozeanbodens, noch das Vorhandensein zweier Maxima im Krustenniveau können beweisen, daß unter dem Ozeanboden nicht dieselben Gesteine liegen wie diejenigen, die die Sockel der Festländer aufbauen. Besteht eine Isostasie zu Recht, so wird man lediglich mit einer geringeren Mächtigkeit dieser salischen Rinde unter dem Ozeanboden zu rechnen haben.

Als äußerst merkwürdig muß schließlich das Schicksal der salischen Rinde angesehen werden, die auch nach WEGENER einstmals als geschlossener Mantel die ganze Erde umhüllte. Infolge von Faltungen, deren bedingende Kräfte völlig unklar erscheinen, soll sie auf etwa ein Drittel ihrer ursprünglichen Ausdehnung zusammengeschoben worden sein und als ein einziger Komplex bis Ende des Mesozoikums bestanden haben. Schließlich soll diese, durch Zusammenschub doch stark verschweißte Masse durch Kräfte, die weder nach Art, noch nach Richtung ihrer Wirkung einigermaßen *deutlich* erkannt werden können, wieder zerrissen und über die Erdoberfläche verteilt worden sein. Dunkel bleibt, weshalb die zerreißenden Kräfte erst zu Beginn des Tertiärs sich geltend machten, welche Kräfte eine zusammengeschweißte, den Wirkungen einer Erdkontraktion nach WEGENER nicht ausgesetzte, gewissermaßen in sich selbst ruhende Masse durch Auflockerung ihres Gefüges hypothetischen Zugkräften zugänglich machten.

Die geophysikalischen Grundlagen der WEGENERschen Theorie erscheinen als durchaus hypothetisch. Sie sind auf Voraussetzungen gegründet, für die sich entweder *eindeutige* Belege im Tatsachenmaterial nicht auffinden lassen oder die mit erwiesenen Tatsachen geradezu in Widerspruch stehen. Zum Teil basieren sie auf Erwägungen, deren Folgerichtigkeit wir nicht anerkennen können. Hier wurzelt die Theorie in schwankendem Boden, und es erhebt

sich die Frage, ob die von Wegener angeführten Argumente aus dem engeren Gebiet der Geologie der Theorie mehr Rückgrat und eine festere Verankerung in der Wirklichkeit geben können. Dabei liegt der Angelpunkt in der Frage, ob die atlantischen Küsten als Spaltenränder, und zwar als relativ junge Spaltenränder, aufgefaßt werden dürfen.

Die „großzügige“ Parallelität der atlantischen Küsten und gewisse Ähnlichkeiten ihrer Struktur lassen sich bei kritischer Prüfung nicht gerade hoch einschätzen als Argumente für die Auffassung dieser Küsten als relativ junge Spaltenränder. Der Versuch, diese Spalte durch Zusammenschieben ihrer Ränder wieder zu schließen, begegnet recht großen Schwierigkeiten, die man nur durch willkürliche, lediglich im Interesse des Zusammenpassens wurzelnde Verzerrungen der einzelnen Gebiete beheben kann. Es ist sehr merkwürdig, daß diese „Parallelität“ der Küsten dort am geringsten ist oder vielmehr fehlt, wo man sie am deutlichsten erwarten dürfte, nämlich im jüngsten Teil der Spalte, zwischen Nordamerika und Europa. Wegeners Lötungsversuch an dieser Stelle und seine erläuternden Bemerkungen zeigen das am besten. Ganz unsicher erscheint Wegener im Rahmen seiner Auffassung die Stellung der iberischen Halbinsel, eines sehr markanten Gliedes des europäischen Kontinentalgebietes, das, im Westen und Norden von tiefen Meeresbecken begrenzt, von Wegeners Standpunkt aus als sehr gut konservierter Teil des Spaltenrandes zu betrachten wäre. Es fehlen gerade diesem Teil aber alle Beziehungen zur amerikanischen Ostküste. Weiter im Norden zeigen eine recht qualvolle Massierung Grönlands und Islands in Wegeners Rekonstruktion, wie wenig sich das heutige morphologische Bild einer Spaltentheorie einzwängen lassen will, daß sonderbarerweise gerade im jüngsten, nach Wegeners Angabe auf jung-mitteldiluvial zu schätzenden Spaltenteil die größten Verzerrungen nötig sind, um einen einigermaßen befriedigenden Abschluß im Norden zu finden. Für die Tatsächlichkeit solcher gewaltiger Verzerrungen vom Mitteldiluvium bis zur Gegenwart fehlt uns in den betreffenden Gebieten jeder geologische Anhaltspunkt. Mit solchen Verzerrungen, überhaupt mit dem Mechanismus der Spaltung die Ergüsse weiter Lavadecken in einen ursächlichen Zusammenhang zu bringen, ihnen eine geradezu beweisende Bedeutung zuzuschreiben, ist nicht angängig, da in diesen Gebieten schon in der mittleren Tertiärzeit, viel-

leicht in mesozoischer Zeit, ausgedehnte Lavadecken gebildet wurden, also zu einer Zeit, da WEGENERS Spalte viele tausend Kilometer weiter südlich endete und der Kontinentalblock im Norden noch intakt gewesen sein mußte.

So unsicher die morphologischen Anhaltspunkte im nördlichen, Nordamerika, Grönland und Europa betreffenden, Teil der Spalte für WEGENERS Theorie sind, so zwingend sollen nach WEGENER die Beweise sein, die sich aus dem Bau der Küsten und den wesentlichsten Strukturlinien der anschließenden Kontinentalgebiete entnehmen lassen. Bei einer kritischen Prüfung verlieren aber auch diese alle beweisende Kraft. Das gilt in erster Linie von den Tatsachen aus den „Randgebieten" der beiden, Grönland im Osten und im Westen eingrenzenden Spalten. Im Osten werden für einen alten, direkten Zusammenhang Grönlands mit Spitzbergen und Island das steile Abbrechen karbonischer Sedimente an der nordostgrönländischen Küste und an der Nordwestküste Spitzbergens, das Vorhandensein mächtiger tertiärer Basaltdecken in Ostgrönland, Island und den Faröern aufgeführt. In beiden Fällen handelt es sich um Tatsachen, die an sich zwar nicht gegen die Spaltungstheorie sprechen, die aber auch gar nichts dafür beweisen. Wo am Festlandrand Schichtpakete steil gegen e p i k o n t i n e n t a l e Meere abbrechen, wie an den Küsten der Ost- und Nordsee, dort sieht auch WEGENER in Bruchbildungen der oberen Kontinentalkruste den eigentlichen Grund für die heutige Gestaltung. Er erklärt im Rahmen seiner Theorie dieses Einbrechen damit, „daß die tieferen plastischen Teile der Erdrinde durch horizontale Zugkräfte etwas „gezogen" worden sind."

Weshalb sollen aber derartige Brüche, deren Sprunghöhe auf dem Festland in verschiedenen Fällen auf mehrere tausend Meter berechnet werden konnte, nicht auch an den Randgebieten der Kontinente Schollenverschiebungen derartigen Ausmaßes bewirken und zu einer 1000—2000 m mächtigen Wasserbedeckung der gesunkenen Scholle führen? Weshalb soll ein solches Bruchfeld in der obersten Kontinentalkruste nicht weithin schließlich unter Meeresniveau sinken und epikontinentale Meere schließlich in tiefere Meeresräume umgestalten? Man wird sich erinnern müssen, daß die 200-m-Linie keinesfalls stets die Kontinentalgrenze bildet, daß der steile Absturz vielfach erst in Tiefen von 500—800 m einsetzt und eine scharfe Grenze zwischen Abbruch i m Kontinentalgebiet (Schema: Ostsee- und Nordseeküste mit Inseln) und Abbruch a u ß e r h a l b des engeren

Kontinentalgebiets (Schema: europäisches Nordmeer und seine Küsten) gar nicht existiert. Beide bewegen sich im oberen Krustenniveau und auch der letztere nur in Ausmaßen, wie wir sie auf den Kontinenten selbst kennen. Die kartographische Darstellung, die schematisieren muß, darf nicht zur Schematisierung der Begriffe verleiten. Für die Möglichkeit, daß wir es auch in Gebieten, die heute außerhalb der 200-m-Linie, also außerhalb der engeren Flachseeböden liegen, mit Bruchgebieten oder Flächen zu tun haben, deren Vorhandensein den gleichen tektonischen Kräften wie auf den engeren Kontinenten selbst zuzuschreiben ist, können wir auf WEGENERS Darstellung selbst hinweisen. Auf seiner Rekonstruktion der ost- und westatlantischen Kontinente zu einer Masse schließt die Kontinentalgrenze Eurasiens das Barrentsmeer zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja vollständig mit ein. Wir müssen darin das Bekenntnis erblicken, daß auch Gebiete außerhalb der 200-m-Linie, hier zwischen 200 und 1000 m Tiefe letzten Endes aus Schollenversenkungen zu deuten seien. Denn auch gegen dieses Meer brechen Schichtpakete steil an den Küsten ab, was dort, wo Spaltung und Abtreiben der salischen Randschollen über das Sima ganz außer Betracht bleiben muß, auf Bruchbildung als richtunggebendes Moment erosiver und denudativer Faktoren zurückgeführt werden muß. Wo aber liegt ein prinzipieller Unterschied zwischen 200, 500, 1000 und mehr Meter tiefen Einbruchsbecken? Jede Grenzziehung ist hier augenscheinlich willkürlich und hängt stets von anderen, äußeren Faktoren ab, wie z. B. die Ausschließung der dem tieferen Teil des Barrentsmeeres entsprechenden Flächen um Island vom Kontinentalgebiet durch WEGENER lediglich von den Forderungen der Spaltentheorie beherrscht wird. Einen Teil dieser Gebiete könnte er als untermeerisch ergossene Lavamassen erklären, in der Hauptsache wird er in ihnen, wie in der mittelatlantischen Schwelle nur salisches Material sehen können. Nimmt er an, dieses sei in die sich erweiternde Spalte dauernd von oben eingebrochen und dann liegen geblieben, so muß er so viel von den ersten Spaltenrändern abbrechen lassen, daß seine Rekonstruktion in der heutigen Küstenmorphologie oder Morphologie der Kontinentalgrenzen jeden Anhalt verliert. Denn es handelt sich im Verhältnis zu den stehengebliebenen Randgebieten um sehr große Massen, deren Abbruch bei dem in der Spaltenerstreckung abändernden Bau der Schollen nicht stets parallel zu den

ersten Spaltenrändern erfolgt sein kann. Will er in ihnen aufgeschmolzene, stehengebliebene Salmassen sehen, wie er es für die neuseeländische Schwelle annimmt, dann wäre die Art ihrer Anordnung im Hinblick auf die Schollenverschiebung, besonders aber ihre große Masse, sehr merkwürdig, die den abwandernden Randgebieten entzogen aus isostatischen Gründen (von WEGENERS Auffassung aus) eine fortdauernde Senkung dieser Gebiete gegen die Spalte hin vom Mitteldiluvium an, und da die Abwanderung weitergeht, auch jetzt noch zur Folge haben müßte. Eine im Gegenteil so ausgesprochene Hebung Skandinaviens und Islands ließe sich dann nicht verstehen, da die Befreiung dieser Gebiete von ihrer Kappe spezifisch sehr leichten Eises die große Einbuße spezifisch schwererer Massen an der Schollenbasis keinesfalls kompensieren würde. Sie dürften heut allermindestens nicht mehr steigen.

Nicht höher kann ich die Beweiskraft der Tatsachen einschätzen, die WEGENER als Argumente für ein Weiterreißen der atlantischen Spalte im Westen Grönlands aufführt. Der geologische Bau benachbarter Küstengebiete von Nordwestgrönland und Grinnell-Land erweist lediglich eine Blattverschiebung, wie wir sie auf den Kontinenten auch sonst kennen, oder einen Graben, mit horizontal gegeneinander verschobenen Rändern. Die „merkwürdig gradlinige Begrenzung der Schollen“ trifft man gerade dort, wo das trennende Meer nur bis 200 m tief ist, der tektonisch beeinflußte Komplex also dem engeren Kontinentalgebiet zugehört. Die Annahme, daß beide Schollen sich längs einer tiefen, die ganze Salmasse durchsetzenden Spalte bewegt hätten, wurzelt also keinesfalls in dem geologischen Befund. Dieser beweist nur einen intrakontinentalen tektonischen Vorgang.

Der nördlichste gegabelte Teil der atlantischen Spalte ist also keineswegs aus den morphologischen und geologischen Verhältnissen der kontinentalen Randgebiete allein zu begründen. Ja, es sprechen gewichtige Gründe: 1. die so gut wie fehlenden morphologischen Anhaltspunkte im jüngsten Spaltenteil, 2. die zwischen den Spalträndern liegenden mächtigen salischen Massen, 3. die aus ihrem Vorhandensein sich im Rahmen der WEGENERschen Anschauungen ergebenden Konsequenzen, schließlich 4. die für die Theorie erforderlichen, gewaltigen Verzerrungen einzelner Schollen erst seit mitteldiluvialer Zeit, direkt gegen einen Spaltencharakter der nördlichen atlantischen Gebiete.

Folgen wir den atlantischen Küsten nach Süden, so treffen wir auf die hauptsächlichsten morphologischen und geologischen Argumente Wegeners. Trotzdem eine auch nur angenäherte Parallelität der Küstenränder bis zum 20. Grad nördlicher Breite vollständig fehlt und Spanien, ein so markantes Glied der ostatlantischen Kontinentalgebiete beim Zusammenschub der Spaltenränder ganz außer Konnex mit dem Westen bleibt, so ist doch eine gewisse großzügige Parallelität zwischen den atlantischen Küsten Afrikas und denen Südamerikas und des südöstlichen Nordamerikas unverkennbar. Welche Beweiskraft einer solchen Parallelität für unsere Frage beigemessen werden kann, das erweist ein Versuch, an dieser Stelle durch Aneinanderrücken der Kontinente die Spalte zu schließen. Dann zeigt sich, daß der westafrikanische Kopf, auch wenn man ihn, was Wegener nicht tat, bis zu den Kapverden ausdehnt, in ostwestlicher Richtung viel zu kurz ist, um die weite Bucht, die der Atlantik zwischen Neufundland—Florida—Antillen—Kap Roques (Ostkap Südamerikas) bildet, so auszufüllen, wie es Wegeners Rekonstruktion zeigt. Ein so völliges Einpassen des nördlichen Westafrika in die bezeichnete Einbuchtung des amerikanischen Kontinentalgebietes, wie auf Wegeners Rekonstruktion, läßt sich nur ermöglichen bei Vornahme recht willkürlicher, im geologischen Aufbau der in Betracht kommenden Gebiete nicht abzulesender Dehnungen und Zusammenpressungen. Dasselbe gilt für kleinere morphologische Einheiten an den Nordsüdküsten, Afrikas und Südamerikas. Hier entsprechen zwar zwei Vorsprünge mit zwischenliegender Einbuchtung auf afrikanischer Seite, ganz roh, zwei Einbuchtungen mit zwischenliegendem Vorsprung auf südamerikanischer Seite, aber die Kurve des Kontinentalrandes verläuft in keinem Falle so, daß von einem wirklichen Einpassen bei annähernder Winkelgleichheit gesprochen werden könnte. Auch dann nicht, wenn man mit Wegener ohne stichhaltige Begründung die Abrolhosbank an der brasilianischen Südostküste aus dem Kontinentalgebiet ausscheidet. Die Behauptung: „Schon ihre unregelmäßige Form legt die Vermutung nahe, daß sie nicht einen alten Schelf, sondern wohl eher geschmolzene salische Massen von der unteren Seite der Schollen darstellt“, kann die Willkürlichkeit dieser Korrektur nicht abschwächen.

Ebenso unmotiviert ist ein Fortlassen des Nigerdeltagebietes, das keineswegs einen so weit ins Meer hinaus

gebauten, also extrakontinentalen Schuttkegel darstellt, wie es WEGENERS Korrektur vermuten läßt. Nach LÉMOINE[6]) ist nicht sicher, welcher Zeit die marinen Kalke angehören, die längs der Küste von Togo und Dahomey nach Nigeria hineinziehen. Sie könnten teilweise, wie die von STROMER aus diesen Gebieten beschriebenen Fische wahrscheinlich machen, alttertiären Alters sein. Auf seiner Karte gibt LÉMOINE für das Nigerdeltagebiet miocäne, pliocäne und quaternäre Ablagerungen an. Für die Auffassung des weiteren Mündungsgebiets des Niger als gewaltigen Schuttkegel, wozu der Verlauf der Küstenkontur verleiten könnte, fehlt jedenfalls in den bisher bekannten geologischen Daten über dieses Gebiet jeder Grund. Erst durch dieses Abschneiden eines großen, euphemistisch als Nigerdelta bezeichneten Kontinentalstücks kommt eine annähernde, in Wirklichkeit nicht bestehende Parallelität der entsprechenden Kontinentalränder zustande. Auf die Bedeutung der von WEGENER nicht berücksichtigten „Kamerunlinie“ in diesem Zusammenhang werden wir weiter unten zu sprechen kommen.

In den morphologischen Tatsachen kann ich daher nur eine äußerst schwache Stütze sehen für die Auffassung der atlantischen Kontinentalränder als r e l a t i v j u n g e Spaltenränder. Versucht man die großen Unstimmigkeiten, die ein Zusammenpassen ohne weitgehende Massierung der Kontinentalgebiete aufzeigt, zu erklären mit Veränderungen, die seit dem Aufbrechen die Spaltenränder erlitten hätten, so lassen uns auch hier im Rahmen der WEGENERschen Theorie die Tatsachen im Stich. In ozeanische Tiefen können nach dieser Theorie kontinentale Randgebiete nicht versunken sein. Ist der Kontinentalrand später umgestaltet worden, so kann es nur geschehen sein durch Ablösen von Schollen als Inseln oder durch Abbrechen salischen Materials, das nun auf dem Ozeanboden liegt. Durch Inselbildung haben die mittel- und südatlantischen Kontinentalränder nach Ausweis der Karte so gut wie nichts verloren. Bleibt Abbruch, und ein solcher könnte nach WEGENER die Erhebung der mittelatlantischen Schwelle gebildet haben, als die Spalte noch eng war. Wären einem solchen Vorgang die Unstimmigkeiten in der Parallelität der heutigen Kontinentalränder zuzuschreiben, so müßte diese Schwelle augenschein-

6) LÉMOINE, Afrique occidentale, Handb. d. Regionalen Geologie VII, Heft 14, 1913.

lich dort am höchsten oder ausgedehntesten sein, wo die Unstimmigkeiten am größten sind, also in dem Teil, der zwischen dem westafrikanischen Kopf und der weiten amerikanischen Bucht durchzieht. Hier hat die Schwelle aber gerade gegenüber den Ausmaßen im Südatlantik eine sehr bescheidene Ausdehnung.

Will man die ganz rohe Parallelität gewisser Teile der atlantischen Kontinentalränder nicht in das Gebiet der zahlreichen Homologien und Kongruenzerscheinungen verweisen, die in großen und kleinen Zügen in Bau und Begrenzung der Kontinente sich finden lassen, ohne bisher eine befriedigende Erklärung erfahren zu haben, und will an der Spaltentheorie festhalten, so wird man die Aufspaltung in eine weit fernere Vergangenheit als den Anfang des Tertiärs zurückverlegen müssen. Darauf deutet auch der geologische Bau der atlantischen Kontinentalränder, dem WEGENER seine wesentlichsten Argumente entnahm.

Eine gewisse Symmetrie im Bau der östlichen und westlichen Küsten des Nordatlantik hat, nachdem BERTRAND engere Beziehungen zwischen den armorikanischen Falten der Bretagne und denen von Neufundland vermutet hatte, besonders E. SUESS (Antlitz der Erde) hervorgehoben, der aber gleichzeitig die vorhandenen Abweichungen von einer solchen Symmetrie betonte. „Nun ergibt sich allerdings aus diesen Umständen eine gewisse Symmetrie im Osten und im Westen des Atlantischen Ozeans, aber innerhalb dieser Symmetrie erscheinen merkwürdigerweise auf europäischer Seite zwei Elemente doppelt, welche in Amerika nur einfach vertreten sind, nämlich die Riasküste der Bretagne und jene der Pyrenäen, dann der asturische Bogen und jener von Gibraltar.“ (SUESS, III, S. 8.) „Die Zertrümmerung und der Wiederaufbau der Faltenzüge sind es, welche die Mannigfaltigkeit der westeuropäischen Küste erzeugen. In Nordamerika sind diese Vorgänge nicht eingetreten, und viel weiter im Süden als in Europa erscheint dort ein Mittelmeer, gegen den Ozean bogenförmig eingeengt von den Antillen. In Europa ist es der eben erwähnte Bogen der betischen Kordillere, welcher dieselbe Stellung einnimmt.“ (SUESS, II, S. 258.)

Nicht bekannt sind SUESS auf der amerikanischen Seite Äquivalente der Pyrenäen und des Atlas.

Diese Abweichungen von einer vollständigen Symmetrie der „jungen Spaltenränder“ bedeuten WEGENER für seine Theorie keine Schwierigkeit, denn diese nur dem ostatlanti-

schen Kontinentalrand eigentümlichen Züge sind nach ihm entstanden erst nach der Zeit der Abspaltung und konnten daher nicht mehr auf amerikanischen Boden übergreifen. Für die vortertiären, auf die europäischen Küsten des Atlantik zustreichenden und hier in Riasküsten abbrechenden Faltenzüge, die algonkischen Gneisfalten, das kaledonische Gebirge und die armorikanischen Falten, aber findet er auf der Ostküste Nordamerikas gerade dort eine Fortsetzung, wo die Spaltungstheorie sie erwarten ließe. Er sieht in einem gleichsinnigen Wechsel der Streichrichtung älterer Gesteine im Nordwesten Afrikas und Nordosten Südamerikas und in einem dem Kapgebirge ähnlichen Bau der Sierren südlich von Buenos-Aires weitere eindeutige Beweise für den ehemaligen Zusammenhang der atlantischen Küsten.

Was sagt die Wirklichkeit zu diesen Ausdeutungen?

Beginnen wir im Norden.

Von den Lofoteninseln am nordwestlichen Küstensaum Norwegens zieht ein altes Gneisgebirge über die Hebriden bis nach Nordschottland hinunter. Dieser algonkische Faltenzug hat ein volles Gegenstück auf der anderen Seite des Atlantischen Ozeans. „Die westliche Begrenzung der Davisstraße und Baffins-Bai besteht gleichfalls aus einem zackigen Gneisgebirge, welches von Norden her das Ufer begleitet gegen Cap Walter Bathurst, durch Cumberland und Labrador bis zur Belle-Isle-Straße.“ (Suess, II, S. 164.) Auf dieser ganzen Erstreckung s ä u m t dieses Gebirge den östlichen Rand des kanadischen Schildes, der westlich dieser relativ schmalen Faltungszone, deutlich abgesetzt, als schwach gewelltes Hügelland gegen Westen zieht. Von den westöstlich streichenden Gneisfalten, wie sie in Kanada auch vorhanden sind, tritt zu beiden Seiten der Belle-Isle-Straße, wo die Brückenstelle zwischen west- und ostatlantischen Gneisgebirgen zu erwarten wäre, keine an die atlantische Küste, die Gneise liegen in diesen Gebieten horizontal. Nur mit dem, die Ostküsten von Baffinsland und Labrador begleitenden Gebirgszuge ist die nordeuropäische Gneiskette zu vergleichen. Die Symmetrie der nordatlantischen Küstengebiete besteht hier in dem Vorhandensein je eines im wesentlichen p a r a l l e l der „Spalte“, nicht g e g e n die „Spalte“ ziehenden Gebirgszuges. Beiden gemeinsam ist ein südwest-nordöstliches Streichen. Ich sehe nicht, mit welchem Recht man bei dieser Sachlage das eine Gebirge ohne weiteres als die transatlantische Fortsetzung des andern betrachten kann; beide streichen nicht

parallel ineinander hinein, sondern parallel nebeneinander vorbei. Auch nach einem Zusammenrücken der Kontinentalmassen im Sinne Wegeners erscheinen beide nur als Äste einer sehr spitzen Gabel, die Südgrönland einschließt, nicht als Teile eines einfachen, einheitlichen Zuges. Beide als Teile einer Virgation zu betrachten, die von einem im südlichen Labrador gelegenen Scheitel ausgegangen wäre, fehlen geologische Anhaltspunkte. Hier wäre die einzige Begründung nur der Wunsch, beide Ketten doch in irgendeinen direkten Zusammenhang zu bringen, wie er in Wirklichkeit nicht vorhanden ist.

Direkt südlich von den algonkischen Gneisketten treffen wir in Europa mit ebenfalls südwest-nordöstlichem Streichen das kaledonische Gebirge, das am Ende der Obersilurzeit aufgefaltet aus Norwegen in das mittlere Schottland und das nordwestliche Irland hinüberzieht und dort steil am Meere abbricht. Auf amerikanischer Seite fehlt ein Gegenstück. Die Angabe Wegeners, daß im nördlichen Neufundland gerade dort eine Fortsetzung sich finde, wo nach seiner Rekonstruktion „das europäische Ende des Gebirges anschließt", beruht wohl auf einer Verwechslung mit weit unbedeutenderen untersilurischen Auffaltungen.

Als drittes gegen die atlantischen Küsten ziehendes Gebirge folgen in Europa die armorikanischen Faltenzüge, die an den Küsten der Bretagne, Wales und Südwestirlands mit einer Riasküste gegen das Meer abbrechen. In entsprechender Situation treffen wir sie in Amerika wieder, wo sie die Appalachen fortsetzend durch Neuschottland und Neufundland zur atlantischen Küste ziehen und eine Riasküste bedingend ebenfalls steil abbrechen. Die absolute Gleichaltrigkeit beider Gebirge, vielfache Ähnlichkeit in der Faunenführung der beteiligten Sedimente und schließlich das gleichsinnige, in schwachem Bogen ineinander weisende Streichen der an der Küste abgebrochenen Ketten werden als Beweise eines ehemals direkten Zusammenhangs über den Atlantik gedeutet. Das ist Wegeners schlagendster Beweis, den wir nach Besprechung seiner übrigen geologischen Argumente näher zu prüfen haben.

Die iberische Halbinsel und ihre gegen das Meer abbrechenden Gebirge erwähnt Wegener nicht. Sie scheinen mir trotzdem nicht bedeutungslos für unsere Frage. Von den älteren Faltengebirgen können vor allem diejenigen nicht übergangen werden, die dem asturischen Bogen im Sinne von E. Suess zugehören. Suess wirft die Frage

auf, „ob das alte iberische Gebirge nicht ein Stück des armorikanischen Bogens sei. Das Alter ist ein übereinstimmendes; die Gesteine Asturiens gleichen denen von Cornwall und der Bretagne, und beide Faltungsgebiete setzen sich gewiß noch weit unter das Meer fort, aber ob und in welcher Weise sie sich begegnen oder vereinigen, ist nicht zu ersehen.“ Wo findet WEGENER, nach dem untermeerische Fortsetzung von Gebirgen in Gestalt abgesunkener Schollen nicht möglich ist, jedenfalls nicht über so tiefe Meeresräume, wie sie den atlantischen Kontinentalrand der iberischen Halbinsel umgeben, den direkten Anschluß dieser Falten, wie ihn seine Theorie unbedingt verlangt? Die überaus beträchtliche Verzerrung und Verlagerung der iberischen Halbinsel auf seiner Rekonstruktion, das ganz unberechtigt weite Vorschieben der Kontinentalgrenze Westfrankreichs gegen Westen erscheinen als ein etwas gewalttätiger Lösungsversuch dieser Frage im Sinne der von SUESS angedeuteten möglichen Zusammenhänge. Sie können nicht hinwegtäuschen über das Maß der bestehenden Schwierigkeiten — bei seiner Bemerkung: „Besonders unsicher ist die Auffassung noch bei Spanien und Mittelamerika“ dachte WEGENER nach dem ganzen Zusammenhang nur an morphologische Momente — und die Möglichkeit, sie im Rahmen der neuen Theorie zu beheben.

Das Fehlen eines dem nordafrikanischen Atlas entsprechenden Gebirges auf amerikanischer Seite deutet WEGENER als eine Bestätigung für die Verschiebungstheorie, „denn die Faltung des Atlas ist, ebenso wie die der Antillen, tertiären Ursprungs“; sie könnte also vom Standpunkte der neuen Theorie aus gar nicht mehr auf das schon abgespaltene Amerika übergegriffen haben. Dieser Argumentation liegt die irrtümliche Anschauung zugrunde, daß das ganze im Atlas zusammengefaßte Gebirgssystem nur einmal, und zwar im Tertiär, gefaltet worden sei. Im ganzen Westen, in der marokkanischen Meseta und im Hohen Atlas sind aber der tertiären Aufrichtung vorpermische Faltungen größten Ausmaßes vorausgegangen. „TH. FISCHER bemerkte, daß unter dem Deckgebirge des sogenannten Vorlandes dasselbe gefaltete Grundgebirge vorhanden ist, das THOMSON im Djebilet beschrieb und daß es sogar an der Küste zwischen Casa bianca und Rabat hervortritt.“ (SUESS, III.₂, S. 110.) Das Fehlen einer Fortsetzung dieser alten, schief gegen die Küste streichenden Faltenzüge auf der anderen Seite des Atlantik ist das Entscheidende; es bleibt unverständlich im

Rahmen der Verschiebungstheorie. Die zweite Phase der Gebirgsbildung hat in diesem Gebiet ferner nicht erst im Tertiär eingesetzt, sondern gerade im Westen, im Hohen Atlas, schon in der Kreide begonnen; die Hauptfaltung fällt in das Oligocän. Im Rahmen der Wegenerschen Anschauungen wären auf der anderen Seite des Atlantik entsprechende Spuren der kretazeischen Faltung sicher, der oligocänen wahrscheinlich zu erwarten, da die west- und ostatlantischen Kontinentalmassen im Oligocän noch bis zum 20. Grad nördlicher Breite zusammengehangen haben dürften, wenn die Spalte nach Wegener im älteren Diluvium erst bis zum 48. Grad nördlicher Breite durchgebrochen war. In beiden Fällen fehlen im westatlantischen Anschlußgebiet Faltungen, die als direkte Fortsetzung der Atlasfaltung angesprochen werden könnten. Auch der Atlas kann diese Theorie nicht mehr stützen.

Spärlicher werden Wegeners geologische Argumente für die Küsten des mittleren und südlichen Atlantik. Für das nordwestliche Afrika und das nordöstliche Südamerika sollen gewisse Beziehungen in den Streichrichtungen der archäischen Gesteine einen ehemaligen Zusammenhang beweisen. Darauf deute nicht nur der Umstand, daß nach einem Zusammenrücken beider Kontinente die Hauptstreichrichtungen in den benachbarten Gebieten die gleichen seien, sondern vor allem die Tatsache, daß mit dem Küstenknick, hier also südlich Cap Roques, dort südlich von Kamerun gleichsinnig das Streichen aus einem nordöstlichen in ein nördliches umschlüge. Dieser Deutung liegen folgende Tatsachen zugrunde. Für das nordöstliche Südamerika faßt Suess das bisher bekannte in folgenden vorsichtigen Sätzen zusammen: „Die Karte des östlichen Guyana, welche Vélain nach den Beobachtungen von Crevaux entworfen hat, zeigt mehr oder minder ostwestliches Streichen der alten Felsarten, aus welchen dieses Gebiet besteht. Auch die eingelagerten paläozoischen Schichten, welche den nördlichen Teil der Mulde des Amazonas ausmachen, verfolgen diese Richtung, und der Verlauf der Küste von Cayenne gegen die Mündung des Amazonas ist daher quer auf das Streichen.“ „Soweit der Bau Brasiliens heute bekannt ist, muß angenommen werden, daß auch bis C. S. Roque der Umriß des Festlandes das Streichen des Gebirges quert, aber von diesem Vorgebirge an wird allerdings bis nach Uruguay hinab die Lage der Küste durch das Gebirge vorgezeichnet.“ Die Art der Darstellung läßt erkennen, daß

es sich hier eher um vorläufige, denn endgültige Resultate handelt, denen man in anderem Zusammenhang doch nur eine beschränkte beweisende Kraft zuerkennen darf. Keineswegs eindeutig, oder überhaupt in der von WEGENER propagierten Richtung deutbar sind die von LÉMOINE mitgeteilten Streichrichtungen im nordwestlichen Afrika. LÉMOINE gibt für 17 Stellen Streichrichtungen an, 5 betreffen sicher kretazeische oder tertiäre Sedimente, scheiden also aus; bleiben für einen Vergleich mit den Streichrichtungen der archäischen Gebiete Südamerikas 12 Punkte übrig. 10 davon liegen im Sudan nördlich des Küstenknickes bei Kamerun; von ihnen zeigen 3 nördliches, 7 nordöstliches Streichen. Von einem rein nordöstlichen Streichen darf also nicht gesprochen werden, zumal das nördliche Streichen eine recht ausgedehnte Zone charakterisiert und der wirkliche Anteil beider Streichrichtungen aus den wenigen Beobachtungen noch keineswegs sichergestellt ist. Das von WEGENER so stark betonte Umschlagen der im Norden „herrschenden" nordöstlichen in eine nördliche Streichrichtung südlich von Kamerun ist schließlich nur mit im ganzen 2 Punkten belegt. Da auch im Norden eine ausgedehnte Gneiszone aus Senegal durch Mauretanien bis gegen Rio de Oro hin mit nördlichem Streichen zieht, also auch parallel der Küste, so wird man auf eine zweimal belegte nördliche Streichrichtung im Süden von Kamerun keinesfalls einen markanten Unterschied im Bau des nördlichen und südlichen Gneisgebietes begründen können. Der tatsächlichen Beobachtungen sind es noch viel zu wenige, um derartig verallgemeinernde Schlüsse zu ziehen. Diese basieren jedenfalls viel mehr in dem, was wir nicht wissen, als in dem, was als sicher erkannt wurde. Sie können in Kombination mit anderen Kenntnissen, die auch den Charakter des Vorläufigen an sich tragen, niemals zu eindeutigen Argumenten werden.

Das Schlußglied der Kette geologischer Beweise für die Verschiebungstheorie bilden Beziehungen zwischen den Kapgebirgen Südafrikas und den Sierren südlich von Buenos-Aires. WEGENER stützt sich hier auf die kurze referierende Äußerung STEINMANNS in der geologischen Rundschau[7]), wonach auf dem internationalen Geologenkongreß in Toronto KEIDEL zeigen konnte, „daß die Sierren im Süden von Buenos

[7]) STEINMANN, G., Vom internationalen Geologenkongreß in Toronto. Geologische Rundschau Bd. V, Heft 3. 1914.

Aires in Bau und Geschichte als ein Gegenstück zu den Kapgebirgen und als deren mögliche Fortsetzung aufgefaßt werden müssen.“ Ich möchte gegenüber WEGENERS sehr positiver Wiedergabe dieser Stelle auf den einschränkenden Sinn des Wortes „möglich“ ganz besonders hinweisen. Denn betrachten wir den Bau der Kapgebirge und ihre Streichrichtung, so zeigt sich, daß sie mit westöstlichem Streichen von Osten her gegen Kapstadt ziehen, hier aber nach Norden umbiegen und dem Verlauf der Westküste folgen. Als ein im Süden, Südwesten und Westen völlig geschlossener Bogen, dessen Falten an keiner Stelle gegen den Atlantik streichen und hier abbrechen, umgürten die alten Faltengebirge die „große Tafelmasse der Karoo-Sandsteine“. Es ist gar kein Grund vorhanden, eine Fortsetzung der Kapgebirge jenseits des Atlantik zu suchen, es fehlt uns jede Möglichkeit für einen direkten Anschluß der ostweststreichenden Sierren südlich Buenos-Aires. Die von KEIDEL hervorgehobene Übereinstimmung der Kapgebirge und der südamerikanischen Sierren ist ein weiterer Beweis für die längst bekannte Tatsache, daß die Sedimente der gleichen Zeit in weit getrennten Gebieten große Ähnlichkeiten in Fazies und Faunenführung aufweisen, daß Faltungsvorgänge gleichzeitig in verschiedenen, weit getrennten Gebieten der Erde einsetzen können.

Wir sind entlang den atlantischen „Spaltenrändern“ den Spuren WEGENERS von Norden nach Süden gefolgt, haben die Tatsächlichkeit der vermeintlichen alten Riegel geprüft, die den vortertiären Zusammenhang der ost- und westatlantischen Kontinente verbürgen sollen. Dabei hat sich gezeigt, daß ebensowenig wie für das algonkische Gneisgebirge und die kaledonischen Falten im Norden, für die Kapgebirge im Süden von einer transatlantischen Fortsetzung im Sinne WEGENERS gesprochen werden kann. Das Fehlen eines dem Atlas entsprechenden Gebirges auf amerikanischer Seite hat sich nicht als eine „Bestätigung“ der neuen Theorie, sondern als eine in ihrem Rahmen unverständliche Tatsache herausgestellt. Viermal haben sich scheinbare Beweise für in Beweise gegen die WEGENERschen Anschauungen gewandelt; die Ausdeutung der bisher bekannten Streichrichtungen im archäischen Gebirge des nordöstlichen Südamerika und des nordwestlichen Afrika hat sich als unberechtigt erwiesen, und es bleibt als einzige Tatsache, die scheinbar im Sinne WEGENERS gedeutet werden könnte, Aufbau und Verlauf der armorikanischen Gebirge diesseits und

jenseits des Atlantischen Ozeans. Hier gilt es zu prüfen, inwieweit WEGENERS Auffassung zwingend ist, ob nur sie allein eine befriedigende Erklärung der Tatsachen bedeutet.

Zunächst besagen gewisse Ähnlichkeiten in Faunen und Floren der an der Faltung beteiligten Sedimente, auf die WEGENER größtes Gewicht legt, nichts für einen ehemaligen direkten Zusammenhang. Erstens betreffen solche Ähnlichkeiten keineswegs alle Glieder der beteiligten Formationen, sind auch niemals unter Ausschaltung nichteuropäischer Elemente bis zur vollen Identität gesteigert, zweitens sind sie in demselben Grade zwischen gleichaltrigen Ablagerungen sehr weit getrennter Gebiete vorhanden, die selbst nach der Verschiebungstheorie niemals in unmittelbarer Nachbarschaft gelegen haben. Als Beispiele seien genannt das Vorkommen der Fauna der Gosaukreide in Jamaika, die Verbreitung der Uitenhage-Trigonienfauna in Cutsch, Mozambique, der Argentinischen Kordillere und in Texas, die von G. BOEHM in den Molukken entdeckten jurassischen Faunen, die europäischen überraschend ähnlich sind, die Übereinstimmung der Liasfaunen von Adnet mit solchen von Angora in Kleinasien, worauf Prof. POMPECKJ mich aufmerksam machte. Derartige Ähnlichkeiten finden sich in allen Abstufungen, sie sind nicht der Ausdruck einer ehemaligen Nachbarschaft der betreffenden Gebiete, sondern der ähnlichen Lebensbedingungen für marine Faunen, der guten Wandermöglichkeiten der einzelnen Arten als Larven mit Meeresströmungen. Das Moment der Faunenähnlichkeit scheidet also in unserem Falle aus. Es bleibt die Tatsache, daß altersgleiche Faltengebirge, von gleichem, ineinander weisendem Streichen jederseits des Ozeans unvermittelt abbrechen. Das Abbrechen an sich kann einen ehemaligen, an die Bruchstellen anschließenden Zusammenhang oder eine Verbindung durch ein versunkenes Zwischenstück nicht beweisen. Denn es brechen auch die kaledonischen Faltenzüge und die vorpermischen Falten des Atlas am Ozean ab, die kein entsprechendes Gegenstück auf der anderen Seite des Atlantik besitzen. Ihr unvermitteltes Absetzen kann also — in vollem Widerspruch mit der Verschiebungstheorie, die diese Tatsache überhaupt nicht zu erklären vermag — nur beweisen, daß sie sich einst über den heutigen Kontinentalrand hinaus erstreckten, daß also ehemals kontinentale Gebiete in ozeanische Tiefen abgesunken sind. Mehr braucht das plötzliche Abbrechen der armorikanischen Faltenzüge vorerst nicht zu besagen. Daß in diesem Falle

ein entsprechendes Gebirge auf der anderen Seite des Ozeans auftritt, bietet an sich auch nichts Auffälligeres bei der weiten, über alle Erdteile greifenden Verbreitung und dem großen Ausmaß gerade der oberkarbonischen Faltungsvorgänge. Merkwürdig bleibt allein die gegenseitige Lage der beiden Gebirge, ihr gleichsinniges, einander zugewendetes Streichen, was schon Bertrand den Gedanken nahelegte, daß sie die stehengebliebenen Randstücke eines im Mittelstück versunkenen Gebirges darstellen. Ob die Tatsachen in diesem oder gar in Wegeners Sinne ausgedeutet werden dürfen, ist aber äußerst zweifelhaft. Wie Diener l. c. kürzlich betonte, sind „Unterbrechungen der Faltungszonen auf weite Strecken" „ja, auch sonst viel mehr die Regel als die Ausnahme". Wir wissen heute noch nicht, in welchen Tiefen die Vorgänge wurzeln, die mit dem Sinken weiter Schelfgebiete die Aufhäufung mächtiger Sedimentmassen und schließlich das Aufwölben von Faltengebirgen einleiten; wir können sie nur ganz allgemein zu einer Kontraktion in Beziehung bringen. Bedenken wir die verschiedene Intensität der Faltung in den einzelnen Zeiten der Gebirgsbildung, die teils regionale, teils lokale Verbreitung gleichaltriger Faltenzüge, die große Verschiedenheit in der Mächtigkeit der jeweils beteiligten Sedimente, in der Anzahl der jeweils beteiligten Formationen, so werden wir Ausmaß und Dauer des Senkungsvorganges, der der Sedimentaufhäufung und schließlichen Auffaltung vorausgeht, eine ausschlaggebende Bedeutung zusprechen. Es drängt sich der Gedanke auf, daß alle Unterschiede zurückgehen auf Verschiedenheiten der Kräfte, die den Senkungsvorgang bedingen und beherrschen, daß der Sitz dieser Kräfte ähnlich wie bei den Erdbeben in verschiedenen Tiefen zu suchen ist. Intensive und regional verbreitete Faltungsvorgänge würden dann letzten Endes in größeren Tiefen wurzeln, als weniger intensive oder lokale. Bedeutendere Tiefenlage der auslösenden Kräfte dürften wir aber dann im Gegensatz zur kaledonischen Faltung gerade für die über die ganze Erde verbreitete oberkarbonische voraussetzen. Der Sitz dieser Kräfte läge weit unterhalb der in kontinentale und ozeanische Räume gegliederten Oberfläche und wäre von der Morphologie dieser Oberfläche primär nicht beeinflußt. In ihrer ersten Auswirkung würden diese Kräfte unter Umständen die beiden morphologischen Elemente der oberen Erdkruste quer durchsetzen, schließlich aber nur im kontinentalen Raume zu Faltungserscheinungen führen können, da

nur für ihn die zweite Voraussetzung, die bedeutende Anhäufung von Sedimenten auf der sinkenden Scholle, erfüllt ist. Es könnten so sehr wohl in getrennten kontinentalen Gebieten gleichaltrige, gleichsinnig gegen die Grenze der ozeanen und kontinentalen Räume streichende Faltengebirge entstehen, die niemals zusammenhingen und doch letzten Endes Glieder einer tektonischen Einheit darstellen. Ein steiles Abbrechen dieser Gebirge am heutigen Kontinentalrand würde, wie ich oben für das kaledonische Gebirge ausführte, gar nichts Merkwürdiges oder Unerklärliches bedeuten.

Diese Auffassung setzt natürlich voraus, daß auch der Ozeanboden sich aus salischem Gestein und nicht aus Sima aufbaut, wie WEGENER aus Argumenten, die nach obigem einer kritischen Prüfung keineswegs standhalten, wahrscheinlich zu machen versuchte.

Ich kann nach alledem auch dem letzten geologischen Anhaltspunkt WEGENERS eine Beweiskraft in seinem Sinne nicht zuerkennen.

Die Haltlosigkeit der WEGENERschen Argumentation, soweit sie sich auf den geologischen Bau der ost- und westatlantischen Kontinentalränder gründet, geht weiterhin aus folgenden, von Herrn Prof. DEECKE angeregten Erwägungen hervor, die das mit dem Auseinandergleiten der gespaltenen Kontinentalschollen verbundene Abändern der Streichrichtung der gegen die Spaltenränder ziehenden Gebirge zum Gegenstand haben. Der Anwendung auf den vorliegenden Fall schicke ich einige theoretische Erwägungen voraus.

Die große Anzahl der möglichen Kombinationen, die sich aus Änderungen der Streichrichtung der Spaltenachse, der Orientierung der Gebirge zum Spaltenrand, der Art des Weiterbrechens der Spalte und der Art der Abwanderung der getrennten Schollen ergeben, läßt sich in den drei folgenden, in den Figuren 1—3 skizzierten Hauptfällen zusammenfassen.

1. Auf einer Kugeloberfläche bricht eine Spalte in Nord-Südrichtung durch, die Spaltenränder weichen „parallel" den benachbarten Längenkreisen auseinander, erreichen ihren größten Abstand also im äquatorialen Gürtel. Die gegen die Spalte ziehenden, von ihr zerschnittenen Gebirge behalten, wie Figur 1a zeigt, ihre Streichrichtung bei. Senkrecht gegen die Spaltenränder streichende Gebirge treffen ihre Fortsetzung auf der anderen Seite der Spalte in direkter Verlängerung ihres Streichens; schief zum Spaltenrand

streichende Gebirge erfahren durch das Auseinanderrücken der Schollen eine Querversetzung, so daß die Verlängerung der Streichrichtung über den Spaltenrand nicht mehr auf die Fortsetzung der anderen Seite zuläuft, sondern parallel an ihr vorüberzieht.

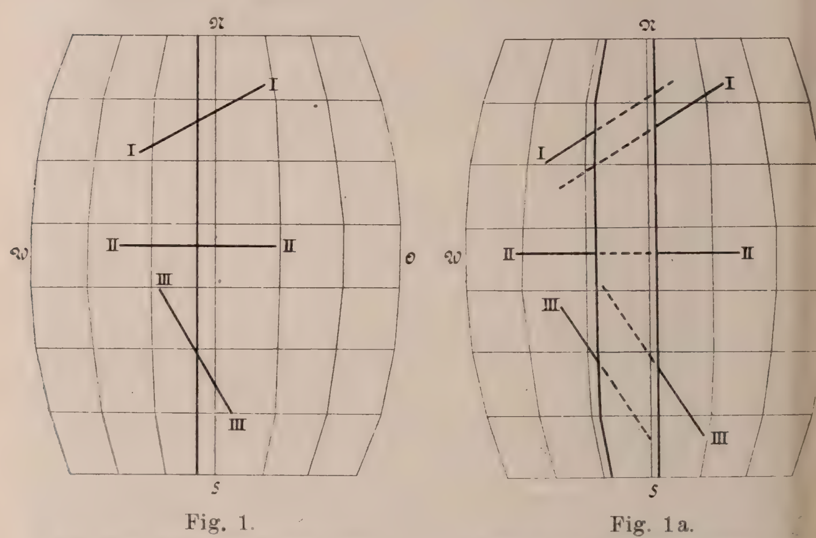


Fig. 1.
Vor dem Auseinanderweichen.

Fig. 1a.
Nach dem Auseinanderweichen.

Figur 1, 1a. Nord-Süd orientierte Spalte mit parallel zu den Längenkreisen auseinanderweichenden Rändern. I-I, II-II, III-III stellen gegen die Spalte streichende Gebirge dar.

2. Auf einer Kugeloberfläche bricht eine Spalte mit beliebig orientierter Achse sofort bis zum endgültigen Spaltenscheitel durch, die Spaltenränder weichen nicht „parallel" zu den Längenkreisen auseinander, der Winkel Spaltenrand—Längenkreis wächst mit zunehmender Erweiterung des Spaltenraumes. Die Spaltenränder konvergieren nach einem Punkt; je weiter von diesem Scheitel, desto größer der Abstand der durch die Spalte getrennten Schollen. Entfernen sich bei der Spaltenerweiterung beide Spaltenränder von der Aufbruchlinie, so ändert sich auf beiden Seiten das Streichen aller gegen die Spaltenränder ziehenden Gebirge. Verlängert man die Streichrichtungen der senkrecht gegen die Spaltenränder ziehenden Gebirge über den Spaltenrand hinaus, so schneiden sie sich, wie Figur 2a zeigt, unter einem Winkel, der mit wachsendem Auseinander-

weichen der Spaltenränder spitzer wird. Das gleiche gilt für nahezu senkrecht zur Spalte streichende Gebirge. Für sehr schief zum Spaltenrand orientierte Faltenzüge führt die Verlängerung der Streichrichtung nur bei großem Spaltungswinkel β zum Schnitt im Spaltenraum. Bei Spaltungswinkeln, wie ihn WEGENERS atlantische Spalte aufweist, schneidet die Verlängerung der Streichrichtung des einen Gebirgsstückes das andere oder dessen Verlängerung meist erst jenseits des Spaltenraums, im Gebiet der anderen Scholle. Der von beiden Streichrichtungen gebildete Winkel wird dabei mit fortschreitendem Auseinanderweichen der Spaltenränder stumpfer. Bewegt sich nur eine Scholle von der Aufbruchslinie weg, so bleibt das Prinzip das gleiche. Der Grad der Abweichung im Streichen der zerschnittenen Gebirgsstücke wird lediglich bestimmt durch die Größe des Spaltungswinkels β.

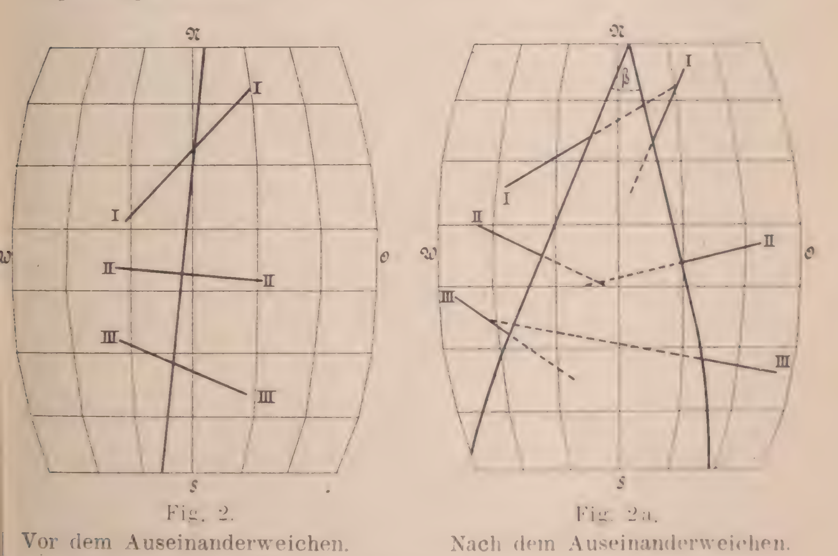


Fig. 2. Vor dem Auseinanderweichen.

Fig. 2a. Nach dem Auseinanderweichen.

Figur 2, 2a. Beliebig orientierte Spalte mit festem Drehpunkt. Die auseinanderweichenden Ränder schneiden die Längenkreise β der Spaltungswinkel.

3. Auf einer Kugeloberfläche bricht eine Spalte mit beliebig orientierter Achse allmählich durch, bei dauernder Vorlagerung ihres Scheitelpunktes, unter gleichzeitigem Auseinandergleiten der jeweils schon gespaltenen Schollen. Mit dem Weiterrücken des Scheitels

ändert sich ständig der Kreisbogen, den die auseinandergleitenden Schollen um den Drehpunkt der Spalte beschreiben. Es resultieren schließlich als Spaltenränder in der Projektion nicht zwei Fast-Gerade, resp. Hyperbeläste, wie bei Fall 2, sondern zwei besonders im ältesten Spaltenraum ausgebogene Kurven. Die z u e r s t durchgespaltenen Schollen sind nicht nur stärker auseinandergewandert als bei Fall 2 — am Ende des Spaltungsvorganges gleichen Spaltungswinkel vorausgesetzt —, sondern ihre Spaltungsränder konvergieren auch unter einem viel größerem Winkel als die Spaltenränder der mit dem Weiterbrechen der Spalte s p ä t e r getrennten Schollen. Deshalb ändert sich, wie Figur 3 a zeigt, die Streichrichtung der gegen die Spaltenränder ziehenden Gebirge in verschiedenem Grade, je nachdem, ob die Gebirge früher oder später zerschnittenen Schollen angehören. Die Verlängerungen der Streichrichtungen der senkrecht und schief zum Spaltenrand ziehenden Gebirge kommen ebenso zum Schnitt wie bei Fall 2, der Winkel ist aber bei senkrecht zur Spalte ziehenden desto spitzer, bei schief zur Spalte ziehenden desto stumpfer, je früher der Spaltendurchbruch und die Schollenabwanderung an der betreffenden Stelle einsetzt. In diesem Falle ist es auch möglich, daß sehr schief zum Spaltenrand streichende Gebirge mit ihren Verlängerungen im Spaltenraum zum Schnitt kommen.

Bewegt sich nur eine der getrennten Schollen von der Aufbruchslinie fort, so ändert sich im Prinzip nichts, die vorhergehenden Ausführungen gelten dann nur für einen Flügel; das Gesamtbild wird, wie Figur 3 b zeigt, in hohem Maße unsymmetrisch.

Wir sind bisher der Einfachheit halber stets ausgegangen von einer gradlinig durchbrechenden Spalte. Bildet die Spalte eine vielfach gebogene Linie, wie z. B. die Ränder von Wegeners atlantischer Spalte sie darstellen, so erfolgen die mit dem Auseinanderweichen der Spaltenränder verbundenen Änderungen im Streichen der zerschnittenen und natürlich aller übrigen Gebirge auf den bewegten Schollen nach genau denselben Prinzipien, wie wir sie soeben für die verschiedenen Möglichkeiten besprochen haben.

Welchem der drei Fälle ist nun Wegeners atlantische Spalte zu vergleichen?

Der erste Fall kann zweifellos nicht in Betracht kommen. Einmal ist nicht ausgemacht, daß die ursprüngliche Auf-

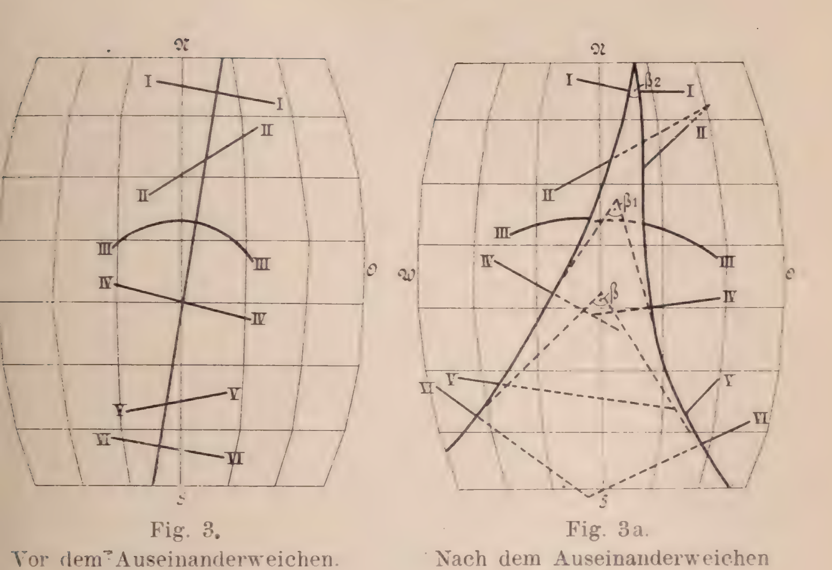


Fig. 3.
Vor dem Auseinanderweichen.

Fig. 3a.
Nach dem Auseinanderweichen beider Ränder.

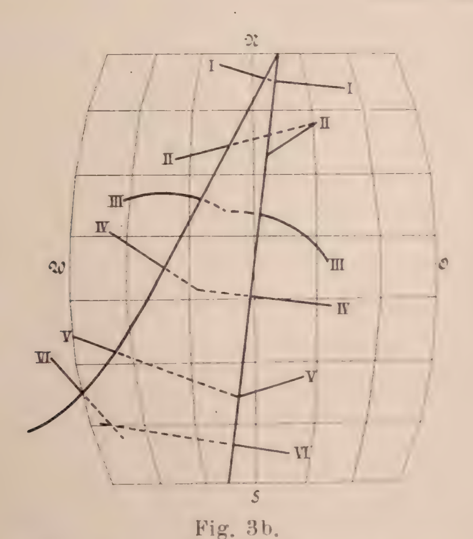


Fig. 3b.
Nach dem Abwandern nur eines Randes.

Figur 3, 3a, 3b. Beliebig orientierte Spalte mit allmählich weiterrückendem Drehpunkt. Die auseinanderweichenden Ränder bilden Kurven, welche die verschiedenen Längenkreise unter verschiedenen Winkeln schneiden. β, β_1, β_2. die Spaltungswinkel der in verschiedenen Zeiten aufgespaltenen Randschollen.

bruchslinie der Spalte genau Nord-Süd orientiert war, zweitens haben die Spaltenränder den größten Abstand dort, wo die Aufspaltung zuerst einsetzte, und ohne jede Beziehung zum äquatorialen Gürtel, drittens haben sich nach WEGENER die Streichrichtungen der archäischen Gesteine in Südamerika infolge der Abwanderung dieser Scholle verändert. Diese Tatsachen, die Fall 1 ausschließen, würden mit Fall 2 wohl vereinbar sein. Doch auch gegen eine solche Auffassung der atlantischen Spalte läßt sich Wesentliches geltend machen, vor allem der Umstand, daß der Scheitel der Spalte sich allmählich nordwärts verschob, bei gleichzeitigem Abwandern der schon gespaltenen Schollen, daß infolgedessen die zuerst getrennten Teile unter einem wesentlich größeren Spaltungswinkel auseinanderweichen mußten als die später getrennten. Das zeigt deutlich WEGENERS Rekonstruktion des voratlantischen Kontinentalblocks, auf der die Mittelachsen von Süd- und Nordamerika unter ganz anderem Winkel sich schneiden, als heute nach dem Eintreten der hypothetischen Spaltung. Südamerika erscheint viel stärker nach Westen verschoben als Nordamerika, der westliche Spaltenrand ist im Sinne von Fall 3 in sich verbogen während der Verschiebung. WEGENERS atlantische Spalte gehört also zu unserem 3. Spaltentypus.

Betrachten wir von diesem Gesichtspunkt aus, unter Berücksichtigung der WEGENERschen Annahme, daß die ostatlantischen Kontinentalgebiete stehengeblieben seien, die heutigen Verhältnisse.

In Südamerika streichen die Sierren südlich von Buenos-Aires im Westen südöstlich, biegen aber nach der atlantischen Küste zu in östliches Streichen ein. Drehen wir Südamerika so an Afrika heran, daß die Sierren gegen die Südwestecke Südafrikas zu liegen kommen, so wird aus dem südöstlichen Streichen ein nahezu östliches, aus dem westlichen ein nahezu nordwestliches. Mit den ostwest-streichenden Faltenzügen des Kaplandes würden sie ebenso wie mit deren nordwärts, der atlantischen Küste Südafrikas parallel streichender Fortsetzung unter allen Umständen einen Knick bilden. Auch aus diesem Grunde scheint es mir unmöglich, sie mit WEGENER als ehemalige direkte Fortsetzung des Kapgebirges aufzufassen.

Die armorikanischen Faltenzüge streichen in Neufundland im wesentlichen nordöstlich gegen den Atlantik, in der Bretagne westnordwestlich. Eine Verlängerung beider Streichrichtungen würde im atlantischen Gebiet wenig nörd-

lich des 50. Breitenkreises zum Schnitt führen. Drehen wir Nordamerika so an Europa heran, daß sich die aufgebrochenen Faltenzüge jederseits der Spalte gegenüberliegen, so würde aus dem nordöstlichen Streichen der neufundländischen Ketten ein nordnordöstliches, und das amerikanische Gebirge würde mit dem europäischen einen fast rechtwinkligen Knick bilden. Ein einheitlicher Gebirgsbogen von so flacher Biegung, wie auf WEGENERS Rekonstruktion — siehe Figur 4 —, würde sich niemals ergeben.

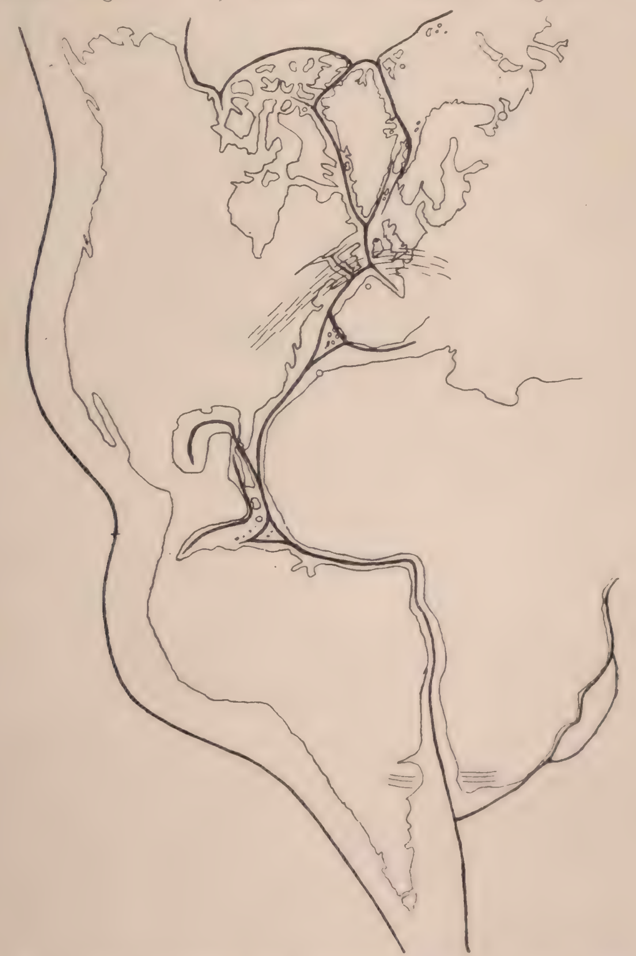


Fig. 4. „Rekonstruktion des voratlantischen Continentalblocks" nach A. WEGENER.

Für die algonkischen Gneisgebirge haben wir schon oben hervorgehoben, daß sie nach Zusammenschub der Spaltenränder eine sehr spitze Gabel bilden und ihre Auffassung als heut getrennte Teile eines ehemals einheitlichen Gebirgszuges nicht möglich ist.

Ein Zusammenschieben der Spaltenränder ergäbe also für alle Gebirge, die nach WEGENER von der Spalte zerschnitten wurden, ein recht markantes Abknicken der Streichrichtung gerade an der Spaltungsstelle. Daß die Spalte alle über sie wegstreichenden Gebirge gerade im Scheitelpunkt getrennt hat, wäre als besondere Merkwürdigkeit der Verschiebungstheorie zu registrieren.

Ein ebenso gutes Kriterium zur Beurteilung der Verschiebungstheorie, bei dem wir außerdem nicht Gefahr laufen, die Bewegung der abgespaltenen Schollen subjektiv zu interpretieren, bildet ein Versuch, aus WEGENERS voratlantischem Kontinentalblock die gegenwärtige Lage der Schollen abzuleiten. Dann läßt sich aus einem Vergleich der Streichrichtungen, welche die dort eingezeichneten Gebirge n a c h dieser Schollenverschiebung aufweisen, mit der heutigen Streichrichtung dieser Gebirge ohne weiteres Abweichung oder Übereinstimmung, Möglichkeit oder Unmöglichkeit der WEGENERschen Auffassung erkennen.

Die genannten Sierren Südamerikas zeichnet WEGENER auf seinem in Abbildung 4 wiedergegebenen Rekonstruktionsversuch mit ostwestlichem Streichen ein. Verschieben wir Südamerika in seine heutige Lage, so erhalten die Sierren ein südöstliches Streichen, was für ihren westlichen Teil gegenwärtig wohl stimmt, aber für den östlichen Teil, der gerade die Fortsetzung des westlich streichenden Kapgebirges sein soll, nicht zutrifft.

Wichtiger sind im Norden die armorikanischen Ketten. Über die Art der Bewegung der nordamerikanischen Scholle kann nach WEGENERS Angaben kein Zweifel sein. Noch in diluvialer Zeit soll der Scheitel der divergierenden Spaltenäste auf dem 48. Grad nördlicher Breite gelegen haben; schon damals war nach WEGENERS Rekonstruktion der Eiskalotte der großen Eiszeit das südliche Drittel Nordamerikas von Europa weit abgerückt. „Der heutige scharfe Knick zwischen der nordamerikanischen Westküste und Alaska“ war nach WEGENER vor der Abspaltung noch nicht vorhanden. Danach kann es sich bei der Abwanderung Nordamerikas von Europa nur um eine abdrehende Bewegung handeln, die die südlichen Teile Nordamerikas unter einem

größeren Spaltungswinkel von Europa entfernte als die nördlichen. Verschieben wir in diesem Sinne auf WEGENERS Rekonstruktion Nordamerika in seine heutige Lage, so wird aus dem ostnordöstlichen Streichen der amerikanischen Ketten Neufundlands auf WEGENERS Rekonstruktion ein östliches mit einem Strich nach Süden. In Wirklichkeit streichen diese Ketten aber heute nordöstlich.

Gegen die Auffassung der armorikanischen Ketten Europas und Nordamerikas als auseinandergerissene Teile einer alten Einheit scheint mir weiterhin auch die Tatsache zu sprechen, daß beide Gebirgszüge heute auf einem größten Kreis liegen, was mit meiner oben vertretenen Anschauung in vollstem Einklang steht.

Die heutige Lage der west- und ostatlantischen Kontinente und die daraus sich ergebende Art der hypothetischen Abspaltung, die Streichrichtung der gegen die atlantischen Küsten ziehenden Gebirge, lassen eine Vereinigung der armorikanischen Ketten auf europäischer und amerikanischer Seite, der Sierren südlich von Buenos-Aires mit dem Kapgebirge zu einheitlichen Gebirgszügen von gleichem, ineinanderweisenden Streichen, wie sie WEGENER auf einer Rekonstruktion des „voratlantischen Kontinentalblocks" zur Darstellung bringt, nicht möglich erscheinen. Damit verlieren auch die armorikanischen Faltenzüge jede beweisende Kraft für die Verschiebungstheorie.

Die Auffassung der ost- und westatlantischen Kontinentalränder als relativ junge Spaltenränder erscheint durchaus unbegründet.

Dieses Resultat, wie überhaupt eine Ablehnung der WEGENERschen Anschauungen wird weiterhin unterstützt durch zwei von WEGENER zu wenig berücksichtigte Tatsachen: Die in den Atlantik hineinsetzende Kamerunlinie und die Zugehörigkeit der Kanarischen Inseln zum System des Atlas.

Durch Kamerun hindurch zieht mit nordöstlichem Streichen eine Bruchlinie gegen den Atlantik, die außer dem Kamerunberg eine große Zahl kleinerer vulkanischer Ausbruchstellen trägt und sich mit den vulkanischen Inseln

Fernando Póo, J. de Principe, S. Thomé und Annobón unzweideutig in den Ozean hinaus fortsetzt. Daß es sich um eine wichtige, homogene Linie handelt, wird auch WEGENER zugeben, der beim Verfolg der Faltenzüge tektonischen Leitlinien eine hohe Bedeutung zumißt. Diese Kamerunlinie verträgt sich nun gar nicht mit seinen Anschauungen, vor allem nicht mit seiner „Rekonstruktion des voratlantischen Kontinentalblocks". Der westafrikanische Kontinentalrand schneidet nach ihm diese Linie einfach durch und verweist den durch die genannten Inseln bezeichneten Teil in das Ozeangebiet. Dessen Boden besteht aber nach ihm aus zähflüssigem Sima, in dem Spalten gar nicht aufsetzen können, auf die ein Fortsetzen kontinentaler tektonischer Leitlinien ganz undenkbar wäre. Das Übergreifen dieser Linie über heutiges Kontinentalgebiet hinaus erweist also entweder, daß der Bau des Ozeanbodens von dem der Kontinente nicht in WEGENERS Sinn verschieden ist — die Lage des vulkanischen St. Helena in der genauen Fortsetzung der vulkanischen Inselreihe macht ein Durchsetzen dieser Linie durch rein ozeanische Gebiete sehr wahrscheinlich und verleiht dem eben gezogenen Schluß einen hohen Grad von Sicherheit —, oder daß, wiederum im Gegensatz zu WEGENERS Anschauungen, hier eine kontinentale Scholle, charakterisiert durch die tektonischen Grundlinien des stehengebliebenen Kontinentalteils in die Tiefe sank. Im letzten Fall wäre der Verlauf des westafrikanischen Kontinentalrands vor der „Spaltung" ein ganz anderer gewesen, als er es jetzt ist und als ihn WEGENER verwertet. Eine Parallelität der einander zugewandten Kontinentalränder Afrikas und Südamerikas würde damit gerade an einer Stelle, wo man noch am ehesten davon reden könnte, in hohem Maße aufgehoben.

Die „Kamerunlinie" bildet also in jedem Falle ein weiteres starkes Argument gegen WEGENERS Deduktionen.

Um die Kanaren, die WEGENER als „etwas abgetriebene Randstücke des Atlas" auffaßt, lassen sich eine Reihe von Fragen und Erwägungen gruppieren, die die Art und Richtung der von WEGENER angenommenen Verschiebungen zum Gegenstand haben. Prüfen wir hier die Erklärungen, die WEGENER gibt für das Vorhandensein einer mittelatlantischen Schwelle, für die heutige Lage der Kanaren und Madagaskars, für die Auffaltung der Anden, so sehen wir, daß diese Erklärungen keineswegs sich einem einheitlichen Gesichtspunkt unterordnen lassen, daß er diese tatsächlichen

Erscheinungen nur durch einen Wechsel der Voraussetzungen im Rahmen seiner Theorie wahrscheinlich machen konnte. Und zwar durch Voraussetzungen, von denen eine die andere und die durch sie ermöglichten Erklärungen ausschließt. Im allgemeinen hat er die Bewegungen auf das ruhend gedachte Afrika bezogen. Für die atlantische Mittelschwelle aber führt er aus: „Man darf jedenfalls wohl annehmen, daß es sich um die ehemalige Grabensohle handelt aus der Zeit, als der Atlantik erst einen relativ schmalen Grabenbruch darstellte, der mit abgesunkenen Randpartien, Küstensedimenten und vielleicht auch geschmolzenen salischen Massen angefüllt war.“ Mit dieser Deutung verträgt sich aber keineswegs ein ruhend gedachtes Afrika, dieses muß vielmehr aus dem Gebiet der heutigen Schwelle ebenso nach Ost abgewandert sein wie Amerika nach Westen. Auffällig im Rahmen der Verschiebungstheorie wäre dann das Fehlen einer den Anden entsprechenden Auffaltung an der Stirnseite des abwandernden Afrika, da Wegener die Aufwölbung der großen Faltengebirge im Westen beider Amerika mit ihrer aktiven Wanderung über das Sima in ursächlichen Zusammenhang bringt. Nicht einfügen ließe sich weiterhin in dieses Gesamtbild, das von Wegeners Deutung der mittelatlantischen Schwelle ausgeht, die Nordostwanderung Madagaskars, da eine kleinere Scholle einer größeren infolge des relativ größeren Stirnwiderstandes nicht aktiv vorauswandern kann. Hier muß man dann eine Simaströmung, also zur aktiven Schollenwanderung eine passive Verfrachtung zu Hilfe nehmen, die die losgebrochene Insel verfrachtet. Will man die Verschiebung schließlich auf ein ruhend gedachtes Afrika beziehen — wobei Ausdehnung und Lage der mittelatlantischen Schwelle unerklärbar bleibt —, so muß man für Madagaskar eine nordöstliche, für die Kanaren eine westsüdliche Simaströmung in Anspruch nehmen. Zusammen mit den Strömungen, die Indien, die Schollen des Molukkengebietes, Neuguinea, Australien und Neuseeland in ihre jetzige Lage gebracht haben sollen, erhalten wir dann ein gewaltiges Durcheinander von hypothetischen Strömungen, in dem von einem System, dessen Auffindung Wegener erhofft, wirklich auch nicht eine Andeutung zu erkennen ist. Dieser Mangel wird um so schwerer empfunden, als die Theorie auch sonst auf so überaus schwachen Füßen steht.

Verlassen wir den von Wegener aufgeführten Gründekomplex für die Tatsächlichkeit einer tertiären atlantischen

Spaltung, auf der letzten Endes die ganze Theorie mit all ihren Konsequenzen beruht, so sind es der Tatsachen, die gegen die Theorie sprechen, Legion. Eine weitere kritische Besprechung der WEGENERschen Darstellung für die indischen und pazifischen Gebiete würde uns zu weit führen, erscheint auch zur Beurteilung der Theorie kaum mehr nötig. Nachdem sich die Beweise für die Theorie als Scheinbeweise oder als auf Irrtümern beruhend herausgestellt haben, darf eine Probe auf das Exempel sich auf eine Hervorhebung der augenfälligsten Widersprüche oder der im Rahmen der Theorie unverständlichen Tatsachen beschränken.

Daß sich wesentliche paläogeographische Tatsachen des Mesozoikum mit WEGENERS Anschauungen gar nicht vereinbaren lassen, hat letzthin DIENER l. c. aufgezeigt. Es sind vor allem die Verschiedenheit der alttertiären und vortertiären Wirbeltierfaunen Südamerikas und Afrikas, die Beziehungen zwischen den mesozoischen Sedimenten und Faunen Indiens mit denen des Himalaya, mit denen Madagaskars und Südafrikas, die nur aus der Annahme einer der heutigen im wesentlichen entsprechenden Lage dieser Kontinentalgebiete auch in mesozoischer Zeit begreiflich erscheinen. Wo die Tatsachen einen ehemaligen landfesten Zusammenhang der heut getrennten Gebiete notwendig machen, kann er nur in einer indomadagassischen Landbrücke gesucht werden, die Ende der Kreidezeit zerbrach. Die große Übereinstimmung, die vom Standpunkt der Verschiebungstheorie zwischen den Sedimenten und Faunen mesozoischen Alters an den atlantischen Küsten Südamerikas und Afrikas vorhanden sein müßte, hat sich bisher nirgends zeigen lassen. Es beweist im Gegenteil die beträchtliche Verschiedenheit der mitteltertiären Sedimente und Faunen an den Westküsten Europas und der Ostküste Nordamerikas, daß sie nicht Spuren eines in Ost-West-Richtung begrenzten Meres sind, was sie nach WEGENERS Theorie notwendigerweise sein müßten. Denn zur Zeit ihrer Ablagerung war die Spalte noch nicht bis in diese Gebiete durchgebrochen oder hatte zum mindesten die west- und ostatlantischen Schollen erst sehr wenig getrennt.

In vollem Widerspruch zur Verschiebungstheorie steht schließlich die Verbreitung tertiärer Säuger und Säugerfaunen auf den Kontinenten der Nordhemisphäre. Erstens lassen die großen Unterschiede zwischen den europäischen und nordamerikanischen Faunen einen engen Zusammen-

hang beider Kontinentalgebiete auf breiter Front bis zum Beginn der Diluvialzeit als nicht möglich erscheinen, zweitens erweisen die vielfachen, schon im Tertiär einsetzenden Einwanderungen eurasiatischer Formen über das Beringsgebiet nach Amerika, daß dieser kontinentale Zusammenhang sicher in Zeiten bestand, da nach WEGENER Europa mit Nordamerika noch eine ungespaltene Einheit bildete. Ein solcher Zusammenhang im atlantischen Gebiet ist aber, wie DIENER mit Recht betont, nur denkbar, wenn Nordostasien von Alaska weit getrennt war, zwischen beiden also nach WEGENERS Vorstellung ein weiter simischer Ozeanboden sich dehnte. Letzterem widerspricht für mesozoische Zeiten nach DIENER schon die Verbreitung der obertriadischen Pseudomonotisfauna, einer ausgesprochenen Seicht-Meer-Fauna, schließlich bis zu gewissem Grade die Beziehungen der kambrischen Faunen Ostasiens und Westnordamerikas.

Ebenso unverständlich erscheint, wie ich an anderer Stelle[8]) gezeigt habe, ein bis zum 48. Grad nördlicher Breite herabreichender Zusammenhang Nordamerikas mit Europa bis zur Mindeleiszeit. Für die vorhergehende Günz-Mindel-Interglazialzeit und die Präglazialzeit, in der besonders in großem Maße westlich gerichtete Wanderungen verschiedener Säugergattungen in Europa sich nachweisen lassen, müßten wir dann einen regen Faunenaustausch beider später getrennten Kontinente erwarten, von dem nicht eine Spur sich auffinden läßt. Von einer einheitlichen, das nordeuropäische und nordamerikanische Glazialgebiet bedeckenden Eiskalotte zur Mindeleiszeit kann unter diesen Umständen nicht gesprochen werden. Wie in den übrigen, so waren auch in dieser Eiszeit die Eiskalotten getrennt, die Vereisungen in jedem Fall selbständig. Daraus ergibt sich weiter, daß WEGENERS Resultat für das Maß der jährlichen Abwanderung Amerikas von Europa, das auf einem Zusammenhängen beider Gebiete bis ins ältere Diluvium fußte, hinfällig wird, daß weiterhin die Unterschiede zwischen den drei bisher ausgeführten Längenmessungen zwischen Europa und Amerika, die die Tatsächlichkeit der von WEGENER errechneten jährlichen Abwanderung Amerikas zu beweisen schienen, keine Beweiskraft für die Verschiebungstheorie

---

[8]) SOERGEL, W., Die diluvialen Kalktuffe von Puebla in Mexiko und ihre Fauna. Mit einem Beitrag zur Osteologie, Dentition und Phylogenie des *Elephas Columbi* Falconer. Wird erscheinen in „Geologische und Paläontologische Abhandlungen".

mehr beanspruchen dürfen und ziemlich sicher auf Beobachtungsfehlern beruhen, was auch WEGENER nicht ausschließen konnte.

Daß schließlich die einfache Ausdeutung der permischen Vereisungen vom Standpunkt der Verschiebungstheorie nach dem Nachweis eiszeitlicher Spuren permischen Alters in Belgisch-Kongo und in Togo keine Bestätigung für die Richtigkeit dieser Theorie mehr sein kann, hat schon DIENER hervorgehoben. Unmöglich erscheint ferner, wie nach ANDRÉE[9]) auch DIENER ausführt, ein genetischer Zusammenhang zwischen der Aufrichtung der großen tertiären Faltengebirge und der Verschiebung. Viele dieser Faltengebirge haben einen älteren, früher gefalteten Kern, in den Anden ist teilweise jurassische Faltung nachgewiesen. Diese ältere Faltung könnte auch nach WEGENER nicht von einer „Verschiebung" bedingt gewesen sein, es entfällt damit jede Nötigung, die jüngere Faltung mit solchen Vorgängen in einen ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

Wir haben nur in großen Zügen einige Gebiete angedeutet, bei denen der Widerspruch mit WEGENERS Anschauungen ganz offensichtlich ist. Geht man aber in Einzelheiten hinein und versucht sie mit der Verschiebungstheorie in Einklang zu bringen, so zeigen sich Schwierigkeiten über Schwierigkeiten, und es ergibt sich eine unendliche Folge von Widersprüchen.

Ich kann aus allen diesen Gründen WEGENERS optimistische Auffassung nicht teilen, daß es nicht mehr möglich sei, „an der prinzipiellen Richtigkeit dieser Theorie zu zweifeln." Will man aber auf Grund einer gewissen rohen Parallelität der mittelatlantischen Küsten, auf Grund der von SUESS zuerst zusammenfassend dargestellten Verschiedenheiten im Bau der pazifischen und atlantischen Randgebiete, die ja natürlich auf tiefer wurzelnde Verschiedenheiten der betreffenden Krustenteile zurückgehen müssen, den Gedanken einer atlantischen Spaltung nicht ganz von der Hand weisen, so wird man eine solche Spaltung notwendigerweise in sehr ferne Zeiten zurückverlegen müssen. In Zeiten, da die Erstarrung der ganzen salischen Massen nicht vollendet war und ein Durchspalten und Abreißen schon verfestigter Teile nicht die ganze salische Mantelschicht zu durchstoßen brauchte, Ausgleichsströmungen im flüssigen

---

9) ANDRÉE, K., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Gebr. Borntraeger, 1914.

Teil der salischen Massen möglich waren. Auch eine solche Annahme wäre natürlich rein hypothetisch und würde die weitere Annahme erfordern, daß eine Permanenz der Kontinente, die sich heute nur bis zum Präkambrium zurück wirklich nachweisen läßt, bis in die Schlußphase der Erstarrung des salischen Mantels zurückreicht, im Relief der Erdoberfläche, also, wie es heute sich darstellt, eine sehr alte Anlage zum Ausdruck kommt.

Jede Deutung des atlantischen Problems liegt aber heut noch vollständig im Gebiet der Hypothese, da eindeutige Tatsachen fehlen, welche die Erwägungen in eine bestimmte Richtung zwingen könnten.

[Eingegangen am 7. Oktober 1916.]

16. Beiträge zur Geologie des Niederrheines.

Von Herrn A. QUAAS.

V.

Ein neuer Feinsandhorizont (= Viersener-Stufe) im Diluvium.

Die Kiesgrube „Gemeinde Neuwerk“ im Ostabfalle des Viersener-Horstes, dicht nördlich von München-Gladbach — etwa 1 km westlich von Hoven —, zeigte (Sommer) 1910 in Höhe der damaligen unteren Abbausohle (= 62 m ü. NN) des Weststoßes das folgende Profil aufgeschlossen:

Hellgraue, z. T. kieselooithführende, lehm- und fast eisenfreie, quarzreiche, deutlich diagonal-, auch kreuzgeschichtete Grob- und Feinkiese mit Grobsandeinlagerungen (= 61 m ü. NN Erosionsgrenze) . . . . 3 m.

Hellgelbe, stark glimmer- und schwach kalkhaltige, gut horizontal geschichtete Feinsande, durch Eisen z. T. zu mürbem, blättrigen, dünnplattigen Sandstein verfestigt; auf den Schicht- bzw. Plattenoberflächen meist sehr gut erhaltene Blattabdrücke (*Fagus silvatica* LIN. *Liquidambur* (?) oder *Acer* (?)) . . . . 0,4 m.

Gelbbraune, stark eisenhaltige und z. T. eisenverkittete, feinsandige Tone bis tonige Feinsande mit

Eisengeodenbildungen, die reichlich Blattabdrücke (wie oben) umschließen (= 60,4 m ü. NN Erosionsgrenze) . . . . 0,2 m.

Graublaue und -gelbe, an der Oberfläche dunkler gefärbte, dort schwach humose Magertone . . . . . 1,0 m.

Grauweiße, fast reine und eisenfreie Quarzkiese und -sande in Wechsellagerung, reichlich kieseloolithführend, deutlich schräg geschichtet . . . . 2 m.

Die hellgrauen Grob- bis Feinkiese ausgesprochener Diagonalschichtung stellen die ältesten Diluvialaufschüttungen des Rheines (= „Älteste-Schotter") dar. Sie sind hier besonders schön und rein ausgebildet und heben sich im Profil scharf von den über ihnen folgenden gelbbraunen, lehm- und stark eisenhaltigen, annähernd horizontal geschichteten groben Schottern der nächstjüngeren Rheinablagerung (= Hauptterrasse) ab[1]).

Die grauweißen Quarzschotter mit reichlicher Kieseloolithführung und die sie überlagernden graublauen und -gelben Magertone sind bereits sichere Pliocänbildungen und zwar Schichtenfolgen der sogen. „Kieseloolith-Stufe". Diese Tone pflegen ziemlich allgemein am Niederrhein den Abschluß des Jungtertiärs zu bilden. Der schon in der dunkleren Färbung sich anzeigende Humusgehalt der hangenden Schichten spricht dafür, daß die Tonoberfläche vor erneuter Wasserbedeckung — im Diluvium — zeitweilig trocken lag und eine Pflanzendecke trug. Unter ihr konnte sich Rohhumus ausscheiden, der die Dunkelfärbung der Oberflächenschichten bewirkte. Ob diese Vorgänge schon in der Tertiär- oder erst in der ältesten Diluvialzeit sich abspielte, ist noch offene Frage.

Jedenfalls folgten die gelben Toneisensteine und Feinsande nicht unmittelbar, sondern mit zeitlichem Abstande auf die pliocänen Magertone. Zwischen beiden Ablagerungen besteht also eine deutliche Erosionsdiskordanz. Mit scharfer Erosionsgrenze schließen die Feinsandbildungen auch gegen die sie überlagernden grauen Quarzschotter der ältesten Diluvialterrasse ab. Sie nehmen also eine selbständige Stellung im geologischen Profil ein und

---

[1]) Vergl. dazu auch A. QUAAS: „Zur Gliederung der Hauptterrasse." (Beiträge zur Geologie des Niederrheines, III.) D. Z. Bd. 68, 1916, Mtsber. Nr. 7, S. *142*, Textfigur.

stellen einen Feinabsatz-Horizont dar, der nach Art und Ausbildung ganz der Tegelen-Stufe[2]) — dem im Nieder-Rhein—Maas-Gebiete in weiter Verbreitung nachgewiesenen Interglazial-Horizonte — entspricht, nur weit höheres Alter besitzt.

Es könnte zunächst fraglich erscheinen, ob diese neue Feinsand-Stufe noch zum Tertiär oder bereits zum Diluvium zu stellen ist.

Aus der Kieseloolith-Stufe sind gleichartige feinsandige Bildungen weder bisher bekannt geworden, noch zu erwarten.

Ähnliche Feinabsätze, die in ihr zu beobachten wären, erwiesen sich jedenfalls stets als glimmerfrei, wie ganz allgemein das fluviatile Niederrheinische Pliocän keinen[3]) — oder doch nur ganz schwachen — Glimmergehalt aufweist.

Schon die ausgesprochen starke Glimmerführung des gelben Feinsand-Horizontes spricht also gegen dessen Zugehörigkeit zum Tertiär.

Für seine Eingliederung ins Diluvium ist vor allem die Gesteinszusammensetzung geltend zu machen. Sie stimmt auffällig mit derjenigen der Tegelen-Stufe, wie auch des fluviatil entstandenen Lößes (= „Beckenlöß“ = „Älterer-Löß“ n. W. Wunstorf) überein. Auch sind beide Feinsandstufen (vergl. dazu S. 245 und Fußnote 17) schwach kalkhaltig.

Die vom Verf. beobachtete Fossilführung — zahlreiche gut erhaltene Blattabdrücke von *Fagus silvatica* Lin. und ein weniger gut erhaltener Blattabdruck von *Liquidambur*

---

[2]) Auch diese ist im Weststoße der Grube in Form von 0,2—0,3 m mächtigen grünen bis grüngrauen, ziemlich grobkörnigen Feinsanden mit wechselndem Ton- und schwachen Kalkgehalt gut und als durchgehender Horizont (= 66 m ü. NN) ausgebildet. — Im Grubennordstoße sind die Sande bloß in aufgearbeiteten Resten (= Linsen und Schmitzen) erhalten geblieben, die in wechselnden Höhenlagen innerhalb der Hauptterrassenschotter auftreten.

[3]) Vgl. G. Fliegel: „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht.“ Jhrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1907, Bd. 28. Berlin 1907, S. 97.

oder von *Acer*[4]) — ist stratigraphisch indifferent, spricht also weder sicher für, noch gegen diluviales Alter[5]). — Von einer ihm und seinen Schülern geglückten besseren floristischen Ausbeute in der gleichen Grube[6]) berichtet H. BROCKMEIER[7]). In den von ihm gefundenen „Tonbrocken“ dieser Feinsandstufe fand er „neben vorherrschenden Buchenblättern hin und wieder Eichenblätter und kurze Zweige von Nadelhölzern, die mit solchen der Sumpfzypresse gut übereinstimmen.“ — H. BROCKMEIER beobachtete die vom Verf. in situ festgestellte Eisengeoden- oder Toneisenschicht hier anscheinend nur in „Resten“ — also aufgearbeitet — innerhalb der Grundschichten der Ältesten-Schotter. „Die pflanzenführenden Tonbrocken liegen“ — nach ihm — „regellos in den Schichten verstreut und zeigen keinerlei Abrollung.“ — Verf. hat solche Brocken bei keinem seiner wiederholten Besuche — zuletzt Ostern 1914 — in dieser Grube finden können. Nur im Sommer (Juni) 1911 war ein größerer Tonblock z. T. freigelegt. Er entstammte aber[8]) den oben als anstehend beschriebenen Toneisen-Schichten des Feinsandhorizontes. — Die Theorie eines „Transportes dieser „Tonbrocken“ hierher, unter Mitwirkung des Eises, die H. BROCKMEIER[9]) auf ihre angeblich regellose Verteilung in den ältesten Diluvialschottern

---

[4]) Nach den Bestimmungen von H. POTONIÉ und W. GOTHAN (1911). Die aufgesammelten, vorzüglich erhaltenen Blattabdrücke liegen im Geologischen Landesmuseum zu Berlin, Invalidenstraße 44, aufbewahrt.

[5]) P. G. KRAUSE erwähnt (in seiner Arbeit: „Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes“, Jahrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1911, Bd. 32, Berlin 1912, S. 144) zahlreiche Buchenblätter (= Fagus silvatica Lin.) aus dem tonigen Feinsande der Tegelen-Stufe in der Kiesgrube des Gulix-Berges (nordwestlich von Mörs).

[6]) H. BROCKMEIER bezeichnet sie irrtümlicherweise als „Gemeindegrube von Bettrath“.

[7]) H. BROCKMEIER: „Über den Viersener Horst.“ Ber. Vhdlgn. Niederrh. Geol. Verg. 1913, II. (= S. A. a. d. Sitz.-Ber. Naturf. Ver. d. Rhlde. 1913), S. 98.

[8]) Auch nach Angabe und Bestätigung des damaligen Vorarbeiters P. WENMAKERS aus Bettrath.

[9]) H. BROCKMEIER sind 1913 die bereits 1910 in die Literatur eingeführten „Ältesten-Schotter noch unbekannt. Er bezeichnet diese Schichten als „eine Mischung von Hauptterrassenkies und Kieseloolithmaterial“, schweigt sich aber über ihre Altersstellung vorsichtigerweise aus.

aufbauen möchte, ist nach Vorstehendem kaum ernstlich zu erörtern[10]).

Auch seine Altersbestimmung der fossilführenden Tonschichten — er spricht diese als aufgearbeitetes Pliocän an — wird damit hinfällig. Zudem dürften die floristischen Bestimmungen BROCKMEIERS fachmännisch noch genauer nachzuprüfen sein.

Könnte für die Toneisen- (= Geoden-)schichten nach ihrer Pflanzenführung noch ein Zweifel aufkommen, ob sie dem Diluvium zugehören, so entfällt solcher für die eigentlichen Feinsande.

Da beide Absätze durch keine erkennbare Grenze getrennt sind, auch in der ausgesprochenen Feinsandnatur übereinstimmen, so müssen sie zu einer stratigraphischen Einheit zusammengefaßt werden[11]). Sie sind als unterster (= ältester) diluvialer Feinsandhorizont selbständiger Aufschüttung anzusehen.

Nach seinem Auftreten im Viersener-Horste, südlich von Viersen, sei er hiermit als „Viersener-Stufe" bezeichnet.

Diese stellt also, wie die Tegelen-Stufe, einen selbständigen Beckenfeinsatz zwischen den groben Flußaufschüttungen der jüngsten Pliocän- und der ältesten Diluvialzeit dar und ist als älteste bisher bekannt gewordene Diluvialbildung am Niederrhein anzusprechen[12]).

[10]) Noch weniger die Hypothese von der „wichtigen Rolle, die das Eis während der Ablagerung der Kieseloolithschichten gespielt haben muß." — Pliocäne Eiszeiten sind am Niederrhein nicht nachweisbar.

[11]) Ähnliche Eisensteinkonkretionen" zusammen mit geschichteten, kalkhaltigen, gelben Feinsanden mit Kalkkonkretionen und Lößkindeln setzen nach P. G. KRAUSE („Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes." Jhrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1911, Bd. 32, Berlin 1913, S. 148) in der Tongrube des Herrn A. RUSSEL — südlich von Malbek (bei Tegelen) — die Tegelen-Stufe z. T. zusammen. Die Feinsande gehen dort allmählich in Tone über.

[12]) Eine erste Mitteilung über diesen Feinsandhorizont machte Verf. unter Vorlegung seines gesammelten Beweismateriales in der Geologensitzung vom 29. März 1911 der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin. Er trat in jenem (nicht veröffentlichten) Vortrage bereits für das altdiluviale Alter der Feinsande ein. Es wurde ihm bestritten. Eine beabsichtigte örtliche

Nach der Pflanzenführung scheinen die Absätze der Viersener-Stufe in ähnlichen flachen Seenbecken erfolgt zu sein, wie später diejenigen der „Tegelen-Stufe". Die Becken waren von Busch und Wald umgeben und bildeten Teile ausgesprochener Bruchlandschaften, wie solche noch heutigen Tages am Niederrhein weit verbreitet sind[13]). Ihre Flora dürfte derjenigen der Tegelen-Stufe sehr ähnlich gewesen sein. —

In dem kaum bewegten Wasser gelangten je nach Menge und Mischung der schwebend erhaltenen sandig-tonigen Flußtrübe Feinsande oder Tone zum Absatz.

Unter dem Gebirgsdrucke der überlagernden Schotter verfestigten sich diese später in der Neuwerker Gemeindegrube durch Eisenbindemittel zu einem mürben, fast blätternden, dünnplattigen Sandstein und zu hart backendem Toneisenstein.

Letzterer scheint unter Mitwirkung der Bodenwasser[14]) entstanden zu sein. Bei teilweisem Luftabschluß wurde in den stehenden oder doch nur wenig bewegten Beckenwassern das im Wasser gelöste Eisenoxyd zu Eisenoxydul reduziert und als solches ausgefällt[15]). Eine Hauptrolle spielten bei diesen Vorgängen die Humus-, Quell- usw. Säuren, die sich aus den absterbenden (= vermodernden) Pflanzenresten

---

Nachprüfung seiner Ansicht (Juni 1911) wurde leider durch ein zur Stunde des geplanten Besuches niedergehendes Unwetter dadurch verhindert, daß die eigens ausgehobene Grube vollständig unter Wasser gesetzt und somit eine Besichtigung unmöglich war. Trotzdem wurde — gegen d. Verf. Ansicht — entschieden, die gelben Feinsande zusammen mit den sie unterlagernden Magertonen zum Pliocän zu stellen. — Diese konstruierte Auffassung ist nach den oben mitgeteilten Beobachtungstatsachen nicht aufrecht zu erhalten.

[13]) Vergl. dazu A. Steeger: „Der geologische Aufbau des Hülserberges". Beitr. z. Heimatk. u. Naturpflege. Krefeld 1913. S. 9.

[14]) Auch P. G. Krause (a. a. O. S. 148, Fußnote 1) bezeichnet Eisensteinkonkretionen (der Tegelenstufe) als „eine Folgewirkung des Grundwassers".

[15]) Wie zur Jetztzeit — bei Bildung der Raseneisenerze —, so mögen auch im Altdiluvium bereits Bakterien und gewisse, den Kohlenhydraten der Zellgewebe nahestehenden Humusstoffe bei dieser Eisensalzausfällung mitgewirkt haben. O. Aschan („Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe (-Humussole) usw". Z. f. Prakt. Geol., Jahrg. 1907. S. 56/72) untersuchte solche von ihm Humushydrosole (kurz — „Humussole") bezeichnete rezente Bildungen in den finnländischen Binnengewässern.

bildeten. Der nach Senkung des Grundwasserspiegels erhärtende Toneisenstein (= Limonit) umschloß und erhielt so recht gut Pflanzenreste, besonders Blätter, die zur Zeit seiner Entstehung, als er noch erdigschlammig, also weich, war, in den Beckenboden eingesunken sind. —

Hervorgehoben wurde bereits, daß die Feinsande sehr löß- und zwar beckenlößartig ausgebildet erscheinen.

Mit dem durch und unter Wasser als Beckenfeinsand abgesetzten „Beckenlöß" teilen sie sowohl den schwachen Kalkgehalt, als auch die deutliche Schichtung, die durch die stete Wechselfolge dünnster Lagen von bald ton-, bald feinsandreicherem Material hervorgerufen wird.

Nur enthalten die Feinsande der Viersener-Stufe reichlicher Glimmerblättchen. Wenigstens tritt deren Gehalt im Gesteinsbilde deutlicher hervor. Ihre Häufung auf den Schichtflächen, besonders der mürben Sandsteine[16]), mag dabei erst nachträglich und zwar unter dem Einflusse des auflastenden Gebirgsdruckes erfolgt sein.

Genauere vergleichende Anhaltspunkte für die nahe petrographische Verwandtschaft der Absätze der altdiluvialen Viersener-Stufe mit den aquatischen Lößbildungen des jüngeren Diluviums liefern die Analysen von den Proben beiderlei Gesteins- bzw. Bodenarten, wie nachfolgende Übersicht zeigt. In diese wurde auch zu Vergleichszwecken je eine Analyse von Proben aus der Tegelen-Stufe (der gleichen Grube „Neuwerk") und aus schichtungslosem aeolischen Löß (= „Decklöß") aufgenommen[17]).

---

[16]) Sie ist auf den im Geologischen Landesmuseum zu Berlin (vergl. S. *242*, Anmerkung 4) aufbewahrten Gesteinsproben gut zu beobachten.

[17]) Die Lößbenennung erfolgte hier nach W. WUNSTORF (vergl. Erl. zu den Bl. München-Gladbach und Wevelinghoven. Lief. 162. Berlin 1912, S. 9). Er unterscheidet den Älteren (geschichteten) Löß, den er als „Beckenfeinabsatz aus der Zeit nach der Hauptterrassenaufschüttung auffaßt, von dem Jüngeren Löß, den er wieder in einen geschichteten (unteren) und einen unmittelbar darauf niedergeschlagenen, aus dessen Materiale meist aufgebauten schichtungslosen „Decklöß" gliedert. Der Jüngere Löß soll sich „der Mittelterrasse angeschlossen haben". — Verf. teilt diese Ansicht nicht. Er spricht sich an anderer Stelle (etwa gleichzeitig) auch gegen das zeitliche Zusammenfallen von jüngerer Becken- und Decklößbildung aus.

Nummer	Entnahmepunkt (Meßtischblatt)	Gebirgsart	Tiefe der Entnahme in Dzm	Kies (Grand) über 2 mm	Sand 2—1 mm	Sand 1—0,5 mm	Sand 0,5—0,2 mm	Sand 0,2—0,1 mm	Sand 0,1—0,05 mm	Tonhaltige Teile: Staub 0,05—0,01 mm	Tonhaltige Teile: Feinstes unter 0,01 mm	Zusammen	Tonbestimmung Aufschließung der tonh. Teile mit verd. Schwefelsäure (1 : 5) bei 220° u. 6stündiger Einwirkung in Hundertteilen des Feinbodens: Tonerde	Eisenoxyd	zusammen	Entspricht wasserhalt. Ton im Feinboden
1	Gemeindegrube Neuwerk (Viersen)	Feinsand der Viersener-Stufe	90	0,0			21,3			78,7		100,00	7,05	2,95	10,00	18,01
					0,0	0,0	0,8	4,3	16,2	54,7	22,0					
2	Gemeindegrube Neuwerk (Viersen)	Feinsand der Tegelen-Stufe	50	0,0			42,0			58,0		100,00	7,78	3,12	10,00	19,72
					0,0	0,0	4,8	17,6	19,6	24,8	33,2					
3	Zgl. Dahmen b. Rheindahlen (München-Gladbach)	Älterer (– Becken-) Löß	6,25	0,0			11,1			88,9		100,00	—	—	—	—
					0,0	0,0	0,1	0,2	10,8	70,8	18,1					
4	Zgl. westlich vom Bahnhof Holzheim (Neuß)	Jüngerer (-Becken-) Löß	2	0,0			16,00			92,4		100,00	6,39	3,12	16,2	16.2
					0,0	0,0	0,8	1,2	5,2	56,8	35,6					
5	Hohlweg westlich von Weveling-hoven	Decklöß	2	0,0			12,8			87,2		100,00	5.73	2.88	8.61	14.5
					0,0	0,0	0,0	1,2	11,6	66,00	21,2					

Die mechanische und physikalische Untersuchung (= Körnung)[18]) der untersuchten Proben zeigt die recht nahe Verwandtschaft der Feinsande der Viersener-Stufe mit dem geschichteten Wasserabsatze des Jüngeren (= Becken-) Lößes und dem schichtungslosen Windabsatze des Decklößes. Übereinstimmend sind sie in der Hauptsache und -masse aus staubförmigen Bestandteilen (78,7—92,4 v. H.) aufgebaut. Auch ihr Sandgehalt liegt innerhalb ähnlicher Grenzen. Er ist im Feinsand der Viersener-Stufe nur um wenige Hundertteile höher (21,3 : 16 bzw. 12), als in den jüngeren Lößbildungen. Beiden Absätzen fehlt gröberer Sand (zwischen 2—0,5 mm Korngröße) ganz.

Bedeutend höheren Sand- und entsprechend geringeren Tongehalt weisen die Feinsande der Tegelen-Stufe auf, die allerdings in der Neuwerker Gemeindegrube außergewöhnlich stark sandig entwickelt sind, gewöhnlich einen höheren Ton- und Feinsandgehalt (unter 0,2—0,5 mm) besitzen.

Stärker tonig ist der Ältere Löß entwickelt. W. Wunstorf[19]) nimmt „zur Erklärung dieser Tatsache neben nicht erfolgter Umlagerung durch Winde, wie sie beim Jüngeren Löß stattgehabt hat, auch noch das feuchtere Klima der Verwitterungsperiode“ (des Älteren Lößes, d. V.) an. —

Die Altersstellung der Viersener-Stufe ergiebt sich von selbst aus deren Lagerung.

Als vor Aufschüttung der ältesten Diluvialschotter erfolgter Beckenabsatz muß sie **jüngstes Praeglazial** darstellen, das sein nächstjüngeres geologisches Homologon in der Tegelen-Stufe findet. —

Gleich gut und deutlich ausgebildet, wie in der Gemeindegrube Neuwerk, wurden die Absätze der Viersener-Stufe bisher — soviel Verf. bekannt — nirgends weiter beobachtet.

In ursprünglicher Lagerung konnte er sie noch in zwei benachbarten Gruben nachweisen: einmal in der heute

---

[18]) Die Analysen 1 u. 2 wurden von A. Böhm, 3 von A. Reinhold, 4—5 von A. Pfeiffer im Bodenkundlichen Laboratorium der Pr. Geol. L. A. Berlin angefertigt. Die Analysen Nr. 1—2 wurden d. Verf. von der Geol. L. A. aus seinen Erl. (zurz. im Druck) zum Blatte Viersen für diese Veröffentlichung entgegenkommender Weise abschriftlich zur Verfügung gestellt.

[19]) W. Wunstorf: Erl. z. Blatte München-Gladbach usw., S. 27.

auflässigen großen Kiesgrube 1 km südlich von Helenabrunn, im Südhange der dortigen breiten SW-NO-Rinne, zum anderen in der Kiesgrube dicht westlich von Helenabrunn, in der dortigen, tektonisch vorgebildeten Rinne gleicher Richtung.

In erstgenannter Grube war sie Ostern 1914 durch einen gerade neu gezogenen Schurf als eine 0,3 m mächtige Feinsandschicht freigelegt. In der zweiten Grube war sie gleichzeitig — z. T. schon (Sommer) 1911 — auf etwa 1 m Länge im schmalen Grubenoststoße auch als Feinsandhorizont (0,2 m) entwickelt, der nach dem Horstkerne zu auskeilte. —

Geodenbruchstücke in den Grundschottern der Ältesten-Terrasse lieferte (Ostern 1914) der große Baggeraufschluß unmittelbar nördlich der Gemeindegrube Neuwerk, sowie die Kiesgrube von Karl Peters-Bettrath im Nordhange der tiefen, von Windberg herabkommenden Rinne, der heute die Bahnlinie Waldhausen—München-Gladbach folgt.

Südlich der gleichen Rinne waren Toneisensteinbruchstücke in den Ältesten-Schottern der Grube von Hermann Heinen aus München-Gladbach zu beobachten.

Außerhalb des Viersener-Horstes sind Verf. Fundorte der ältesten diluvialen Feinsandstufe bisher nicht bekannt geworden.

Diese an sich auffällig erscheinende Tatsache darf nicht überraschen. Ist doch auch die Tegelen-Stufe in Breite von Viersen und weiter südlich meist nur geringmächtig ausgebildet oder bloß in Resten erhalten geblieben, auf große Strecken sogar nachträglich restlos der Erosion zum Opfer gefallen.

Es darf also angenommen werden, daß die Feinabsätze der Viersener-Stufe in ähnlicher Weise und voraussichtlich in noch erhöhtem Maße von den Wassern der Ältesten-Terrassenzeit größtenteils wieder aufgearbeitet worden sind.

Reste davon werden sich vielleicht noch bei besonderem Daraufachten als Linsen und Streifen innerhalb der Ältesten-Schotter in größerer Verbreitung als bisher nachweisen lassen[20]).

---

[20]) Immerhin wurde die dem Verf. nur örtlich — im Viersener-Horste — bisher bekannte Verbreitung dieser ältesten diluvialen Feinsandstufe für ihn Anlaß, mit dieser Veröffentlichung jahrelang geflissentlich zurückzuhalten, da er hoffte, doß seine Beobachtungen durch Feststellungen gleicher Art von anderer Seite

Ihr stellenweises Vorkommen im Viersener-Horste muß auf dortige besonders günstige Erhaltungsbedingungen zurückgeführt werden. Die Ursachen dafür sind noch nicht genauer untersucht und festgestellt. Vielleicht wurden die Feinsande hier durch die gebirgsbildenden Vorgänge, die von der ältesten Diluvialzeit ab allmählich zur Heraushebung des heutigen Viersener-Horstes führten, vor der Aufarbeitung geschützt.

---

bestätigt und damit gestützt werden würden. Diese Erwartung täuschte. So seien seine Untersuchungen und Deutungen hiermit auch ohne bisherige vergleichende Bestätigung der fachmännischen Kritik übergeben.

[Manuskript eingegangen am 24. März 1916.]

Neueingänge der Bibliothek.

ANDRÉE, K.: Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. S.-A. aus: Geologische Rundschau, VI. Heft 7/8. Leipzig 1916.
— Über Sedimentbildung am Meeresboden. S.-A. aus: Geologische Rundschau, VII, Heft 3/4. Leipzig 1916.

VON ARTHABER, G.: Die Fossilführung der anisischen Stufe in der Umgebung von Trient. S.-A. aus: Jahrbuch der K. K. Reichsanstalt 1915, **65,** 3 u. 4. Wien 1916.

BLANCKENHORN, M.: Über Buntsandstein, Tertiär und Basalte auf der Südhälfte des Blattes Ziegenhain (Niederhessen). S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1914, **35,** II, 3. Berlin 1916.
— Die Gliederungen der Tertiärbildungen in Niederhessen (besonders auf den Blättern Gudenberg u. Ziegenhain). S.-A. aus Sitzungsberichte der Genossenschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Nr. 2, 1916.
— Organische Reste im mittleren Buntsandstein Hessens. S.-A. aus: Sitzungsberichte der Genossenschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Nr. 2, 1916.

BRANCA, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ried bei Nördlingen. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **65**, Monatsber. 5. Berlin 1913.
— Über paläontologische Hypothesen; zwei gleichberechtigte Wege paläontologischer Forschung und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie. S.-A. aus: Centralbl. f. Min. etc. 1916, Nr. 10, 11, 12 u. 13. Stuttgart 1916.
— Berichtigungen zu O. JAEKELS Aufsatz über die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **67,** Monatsber. 4. Berlin 1915.
— Ein Säugetier? — Unterkiefer aus den Tendaguru-Schichten. Wissenschaftliche Ergebnisse der Tendaguru-Expedition 1909 bis 1912.
— Das sogen. Sacralgehirn der Dinosaurier. Nachtrag zu S. 77, B. III. Heft 1. W. v.

DAVIS, W. M., u. BRAUN, G.: Grundzüge der Physiogeographie. Verlag von B. G. TEUBNER, Leipzig u. Berlin 1915.

FRIEDRICH, P.: Die Beziehungen unseres tieferen, artesischen Grundwassers zur Ostsee. Aus den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft und des Naturhistorischen Museums in Lübeck. 2. Reihe, Heft 27. 1916.

HÄBERLE, D.: Die Exkursion des Geographischen Seminars der Universität Heidelberg in der Westpfalz am 16. u. 17. Mai 1914. S.-A. aus: Der Pfälzerwald 1915, Nr. 9—12. u. 1916, Nr. 1 u. 2. Zweibrücken 1916.
— Die Schleif-, Wetz- und Mühlensteinindustrie der Rheinpfalz. S.-A. aus: Der Steinbruch. Heft 21/22. 1916. Berlin 1916.

KATZER, F.: Bodenbeschaffenheit und Wasserverhältnisse des Polje von Nevesinje in der Herzegowina. S.-A. aus: Wissenschaftliche Mitteilungen aus Bosnien u. d. Herzegowina, XIII. 1916. Wien 1916.

— Die montangeologischen Verhältnisse der Braunkohlenablagerung von Banja Luka in Bosnien. Sarajevo. Landesdruckerei 1914.

KITTL, E.: Halorellenkalke vom vorderen Gosausee. Nach dem Tode des Verfassers herausgegeben und mit einigen Anmerkungen und einer Tafel versehen von E. SPENGLER. S.-A. aus: Annalen des K. K. Naturhistorischen Hofmuseums Wien. XXX. Wien 1916.

KRANZ, W.: Geologie und Hygiene im Stellungskrieg. S.-A. aus: Centralbl. für Min. etc. 1916, Nr. 11 u. 12. Stuttgart 1916.

— Das Problem des Steinheimer Beckens. II. Antwort auf Herrn E. FRAAS' Erwiderung. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins N. F., V, Heft 2. Karlsruhe 1916.

KRUSCH, P.: Gerichts- und Verwaltungsgeologie. Die Bedeutung der Geologie in der Rechtsprechung und Verwaltung. Verlag von F. ENKE. Stuttgart 1916.

— Die Aufsuchung und Untersuchung von Erz-, Kohlen- u. Salzvorkommen. S.-A. aus: Lehrbuch der praktischen Geologie von Prof. Dr. KEILHACK, III. Aufl., 1916. Verlag von F. ENKE, Stuttgart.

— Die Manganerzlagerstätten Belgisch-Luxemburgs in ihrer Beziehung zur Verwitterung der alten Oberfläche. S.-A. aus: Diese Zeitschrift **67**, 1915, Monatsber. 8/11. Berlin 1915.

— Die nutzbaren Lagerstätten Serbiens und ihre wirtschaftliche Bedeutung für die Zentralmächte. S.-A. aus: Metall u. Erz, XIII (N. F., IV), 1916, Heft 4. Verlag von W. KNAPP, Halle a. S.

— Die Kupfervorkommen von Vastveit am Tinsjö und einige andere in Telemarken, ein Beitrag zur Genesis der Kupfer-Reichsulfide (Buntkupfererz, Kupferglanz usw.). S.-A. aus: Metall u. Erz, XIII (N. F., IV), 1916, Heft 1. Verlag von W. KNAPP, Halle a. S.

— Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies- und Antimonerzlagerstätten der Kleinen Karpathen. S.-A. aus: Zeitschrift für praktische Geologie. Heft 1, 1916. Berlin 1916.

Leipzig. Deutsche Bücherei: Denkschrift zur Einweihung. 1916.

MESTWERDT, A.: Die geologischen Verhältnisse der Heilquellen von Bad Oeynhausen. S.-A. aus: Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens **72**, 1915.

MÜLLER, H., Zusammengestellt von BERG, G.: Über Magneteisenerz- und Smirgellagerstätten im südwestlichen Kleinasien. S.-A. aus: Zeitschrift für praktische Geologie. Heft 1. 1916. Berlin 1916.

RIMANN, E.: 2. Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwest-Afrika.

RÖHRER, F.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik aus dem hydrographischen Netz im nördlichen Schwarzwald und südlichen Kraichgau. I. Teil. Die gemeinen Klüfte und die Harnische. Mitteilungen und Arbeiten aus dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg. J. LANGS Buchhandlung. Karlsruhe 1916.

Strübin, K.: Geologische Mitteilungen aus dem Baseler Jura. Die stratigraphische Stellung der Schichten mit Nerinea basileensis am Wartenberg und in anderen Gebieten des Baseler Jura. S.-A. aus: Die Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, XXV, 3. Basel 1914.

— Geologische Mitteilungen aus dem Baseler Jura. Nerinea basileensis Thum., aus dem unteren Hauptrogenstein der Umgebung von Basel. S.-A. aus: Die Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, XXVII, 4. Basel 1915.

Wichmann, R.: El estado actual de Monte Hermoso. S.-A. aus: Phisis, t. II, 1916. Buenos Aires 1916.

Zimmermann I, E.: Buntfärbungen von Gesteinen, besonders in Thüringen. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 67, Monatsber. 5, 1915. Berlin 1915.

— Rundhöcker in Schlesien. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 67, Monatsber. 1/3, 1916.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 12. 1916.

Protokoll der Sitzung vom 6. Dezember 1916.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung.

Als Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. E. U. v. BÜLOW, Bonn a. Rh., geol. Institut der Universität,

vorgeschlagen durch die Herren STEINMANN, TILMANN, WANNER.

Die als Geschenk eingegangenen Werke werden der Gesellschaft vorgelegt; besonders wird hingewiesen auf die Abhandlung von SCHULTZ über Landeskundliche Forschungen in Pamir (Abh. d. Hamburger Kolonialinstituts, Bd. 33).

Herr JAEKEL spricht über

neue Beiträge zur Tektonik und Geschichte des Rügener Steilufers.*)

Zur Diskussion sprach Herr KEILHACK.

Herr **KEILHACK** bemerkte zu den Ausführungen des Herrn JAEKEL über das Diluvium an der Steilküste von Jasmund auf Rügen folgendes: Mit den Ausführungen des Vortragenden über den Aufbau, die innere Struktur, die Lagerungsverhältnisse und die tektonische Entstehung der Diluvialstreifen in der Kreide von Jasmund kann ich mich um so mehr einverstanden erklären, als dieselben in allen wesentlichen Teilen mit meinen eigenen

*) Der Vortrag wird im nächsten Jahrgang der Zeitschrift erscheinen.

Ausführungen[1]) übereinstimmen. Die Annahme JAEKELS, daß die Kreide im Hangenden des Diluviums durch einen von ihm als „Translokation" bezeichneten Quellungsvorgang in ihre heutige Lage gelangt sei, kann ich nicht als richtig anerkennen, weil die zwischen 30 und 80⁰ betragende Neigung der diluvialen Schichtenfolge nicht dafür spricht, daß sie in dieser Stellung auch nur kurze Zeit ohne die hangende Kreidebedeckung sich hätte halten können. Letztere muß vielmehr in unmittelbarem Gefolge der tektonischen Bewegung an ihre heutige Stelle gelangt sein. Die weitere Annahme JAEKELS, daß die ursprünglich horizontale Kreide vom Ende der Kreidezeit bis zum Herannahen der ersten Eiszeit, also während der ganzen Tertiärperiode, eine offen daliegende, nicht wieder von Sedimenten bedeckte tafelförmige Ebene gebildet habe, ist sicherlich nicht zutreffend. Vielmehr haben zweifellos über der Kreide noch weitere Bildungen tertiären Alters gelagert, die durch Erosion während der Tertiärzeit, vor allen Dingen aber durch diluviale Abhobelung des ersten diluvialen Inlandeises restlos wieder vernichtet wurden. Ich habe in einem früheren Aufsatze über die Zusammensetzung der diluvialen Sande Norddeutschlands[2]) gezeigt, daß die feldspatarmen diluvialen Sande Norddeutschlands sich von den feldspatreichen glazialen Sanden Schonens durch eine außerordentliche Anreicherung des Quarzes unterscheiden, die nur durch die Zerstörung und Aufnahme mächtiger tertiärer, voraussichtlich miocäner Sandmassen seitens des Inlandseises sich erklären läßt. — Wenn JAEKEL die beiden Grundmoränen in den in der Kreide eingelagerten Diluvialstreifen von Jasmund auf zwei ältere Eiszeiten bezieht, und die sie trennenden und überlagernden Sande als Vertreter der beiden entsprechenden Interglazialzeiten auffaßt, so kann ich das nicht unwidersprochen lassen. Nach dem heutigen Standpunkte der glazialen Forschung kann diese ganze Schichtenfolge vielmehr nur als Vertreter einer einzigen Eiszeit angesehen werden. Die beiden Geschiebemergel stimmen in ihrer petrographischen Zusammensetzung auf das genaueste miteinander überein, und die Armut an Kreide und Feuersteinen in dieser alten Grundmoräne findet sich auch weiter im Süden auf den Inseln Usedom und

[1]) Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums an der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrbuch d. Kgl. Geol. Landesanstalt Bd. 33, Teil 1, S. 114—158.

[2]) Diese Zeitschrift Bd. 48, Seite 229.

Wollin und an den pommerschen Küsten bis nach Westpreußen hin wieder. Für die Zuteilung der geschichteten Bildungen zu zwei Interglazialzeiten fehlt es an jedem faunistischen und floristischen Beweis und ebenso wenig lassen sich interglaziale Verwitterungserscheinungen, die doch sonst im älteren Diluvium so weit verbreitet sind, dafür ins Treffen führen. Gegen die Annahme Jaekels, daß die älteste Grundmoräne infolge ihrer Auskeilung in der Richtung auf Saßnitz im Randgebiet der ersten Eiszeit liege, spricht der Umstand, daß Ablagerungen der ältesten Eiszeit in stratigraphisch völlig gesicherten Profilen heute schon in weit südlicheren Gebieten, im Untergrunde Berlins, am Harzrande, in der Lausitz und am Sudetenrande nachgewiesen sind. Im mittleren und östlichen Norddeutschland hat die erste Eiszeit höchstwahrscheinlich ebensoweit, wenn nicht weiter gereicht, als die zweite. Von der ersten Eiszeit sind Ablagerungen auf Rügen und auch weiter südlich in Pommern bisher nicht bekannt geworden. Das hängt aber damit zusammen, daß — abgesehen von den Randgebieten der Vergletscherung überhaupt — alle ihre Ablagerungen uns anscheinend nur als Ausfüllung tief eingeschnittener pliocäner oder altdiluvialer Täler oder in Grabenversenkungen erhalten geblieben sind, während sie in allen höher gelegenen Teilen des Landes entweder der Erosion während der ersten Interglazialzeit oder den Angriffen des vorrückenden Eises während der folgenden Eiszeiten wieder zum Opfer gefallen sind. Auch in den Gebieten, in denen in tiefen Tälern die erste Eiszeit unzweifelhaft in ihren Moränen erhalten geblieben ist, lagern auf den benachbarten Hochflächen allenthalben die Ablagerungen der zweiten Eiszeit unmittelbar auf dem Tertiär.

Wenn Jaekel in seiner Horizontierung die Ablagerungen der drei norddeutschen Eiszeiten den drei älteren Eiszeiten der Alpen gleichstellt und annimmt, daß die letzte oder Würmeiszeit der Alpen Norddeutschland überhaupt nicht mit einer Eisdecke überkleidet habe, sondern auf Skandinavien beschränkt geblieben sei, so widerspricht dies allen Anschauungen, die wir bisher über die Parallelisierung alpiner und norddeutscher Eiszeiten hatten. Weder die prähistorische Forschung, noch die Fauna und Flora der entsprechenden interglazialen Bildungen, noch die räumliche Verbreitung der einzelnen Inlandeisdecken in Norddeutschland und den Alpen, noch die Verbreitung und Lagerung des Löß lassen sich für die Jaekelsche Gliederung

verwerten, sondern widersprechen ihr mit aller Bestimmtheit. Wir müssen auch weiter daran festhalten, daß die Würmeiszeit der Alpen der letzten Eiszeit Norddeutschlands entspricht, deren südlichste Randlage (Lüneburger Heide, Fläming, Lausitzer Grenzwall, nördliches Niederschlesien) weit nördlich, beziehungsweise östlich von der Grenzlinie der Verbreitung der beiden älteren Eiszeiten sich befindet.

Sodann wird das Ergebnis der Vorstandswahl verlesen.

Es wurden abgegeben 236 Wahlzettel, darunter 2 ungültige.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Die Herren KEILHACK 220, RAUFF 8, BRANCA 3, BEYSCHLAG, JENTZSCH, KRUSCH, LEPPLA je 1 Stimme. —

Gewählt: Herr KEILHACK.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Die Herren LEPPLA 233, BELOWSKY 233, BRANCA, HENNIG, KEILHACK, RAUFF, SCHRÖDER, ZIMMERMANN je 1 Stimme. —

Gewählt die Herren LEPPLA und BELOWSKY.

Als Schriftführer:

Die Herren BÄRTLING 235, OPPENHEIM 232, P. G. KRAUSE 232, Graf MATUSCHKA 232, DIETRICH 3, v. LINSTOW 2, BÖHM, DAMMER, JANENSCH, KAUNHOWEN, KEILHACK, MESTWERDT, E. SCHMIDT je 1 Stimme.

Gewählt die Herren BÄRTLING, OPPENHEIM, P. G. KRAUSE, Graf MATUSCHKA.

Als Schatzmeister:

Die Herren PICARD 235, BEHR 1 Stimme. —

Gewählt Herr PICARD.

Als Archivar:

Herr SCHNEIDER 236 Stimmen.

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren STEINMANN 234, WALTHER 234, BECK 227, SCHMIDT 233, MILCH 232, GÜRICH 234, v. ARTHABER,

BLANCKENHORN, TORNQUIST je 2, ANDRÉE, BERGEAT, BÜCKING, FRECH, GEINITZ, E. KAYSER, LINCK, POMPECKJ, ROTHPLETZ, SALOMON, STILLE, VAN WERVEKE, WILKENS, WÜST je 1 Stimme. Ungültig war die Wahl einiger Beiratsmitglieder, da dieselben in Berlin wohnen.

Gewählt die Herren STEINMANN, SCHMIDT, WALTHER, MILCH, BECK, GÜRICH.

Demnach setzt sich der Vorstand und Beirat für das Jahr 1917 folgendermaßen zusammen:

Vorsitzender:	Herr KEILHACK,
Stellvertr. Vorsitzende:	,, LEPPLA,
	,, BELOWSKY,
Schriftfüher:	,, BÄRTLING,
	,, OPPENHEIM,
	,, P. G. KRAUSE,
	,, Graf MATUSCHKA,
Schatzmeister:	,, PICARD,
Archivar:	,, SCHNEIDER.

Beirat: Die Herren STEINMANN-Bonn a. Rh., SCHMIDT-Basel, JOH. WALTHER-Halle a. S., MILCH-Greifswald, BECK-Freiberg i. S., GÜRICH-Hamburg.

Die gewählten Herren haben sich bereit erklärt, die Wahl anzunehmen.

Ferner teilt der Vorsitzende mit, daß Vorstand und Beirat unter dem Hinweis, daß die Hauptversammlung auch in diesem Jahre ausfallen mußte, um dem Schatzmeister bzw. dem jetzigen Vorstand Entlastung zu erteilen, sich geeinigt haben, die Herren RAUFF und KRAHMANN um Prüfung der Abrechnung der Deutschen Geologischen Gesellschaft für die Jahre 1913 bis 1915 sowie um Kassen- und Bibliotheks-Revision zu bitten.

Das Ergebnis der Revision war folgendes:

Abschrift.

Berlin, 27. Oktober 1916.

Die Abrechnungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft für 1913, 1914 und 1915 habe ich geprüft. Von 1913 und 1914 habe ich als Stichproben die (285) auf dem beigefügten Blatte angeführten, von 1915 aber sämtliche Ein- und Ausgabebelege mit den Posten der Abrechnung verglichen, die 3 Abschlüsse vollständig nachgerechnet. Fehler habe ich dabei nicht gefunden.

Ich beantrage deshalb bei der Gesellschaft, dem Schatzmeister Entlastung zu erteilen.

gez. H. Rauff.

Berlin, den 2. November 1916.

Die Abrechnungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft habe ich geprüft. Sämtliche Ein- und Ausgabebelege von 1913, 1914 und 1915 habe ich mit den zugehörigen Rechnungsabschlüssen verglichen. Weder hierbei noch bei der Nachrechnung der 3 Abschlüsse haben sich Fehler gefunden. Die Zinsenberechnungen habe ich Stichproben unterworfen und auch hierbei keine Fehler feststellen können. Die Anlage des Überschusses in den vorhandenen Wertpapieren erscheint mir günstig.

Ich beantrage, den Schatzmeister zu entlasten.

gez. Krahmann.

Berlin, 7. November 1916.

Am heutigen Tage wurde durch die Unterzeichneten eine Revision der Kasse der Deutschen Geologischen Gesellschaft vorgenommen.

Die Einnahme wurde nach dem Kassenbuch

auf	19 736,48 M.
die Ausgabe auf	18 594,74 „
festgestellt.	
Mithin Buchbestand	1 141,74 M.
Der Kassenbestand wurde auf	1 141,74 M.

gleichlautend festgestellt.

(gez.) H. Rauff.
(gez.) Krahmann.

Verhandelt

Berlin, 7. November 1916.

Anwesend:

Geheimer Bergrat Prof. Dr. Rauff,
Professor Krahmann
als Revisoren
und
Rechnungsrat Baldes
als Bibliothekar.

Die Prüfung der Bestände der Bibliothek der Deutschen Geologischen Gesellschaft ist durch mehrere Stichproben vorgenommen worden. Die gewünschten Bücher waren vorhanden.

Die Bücher: Katalog, Ausleihebuch und Quittungsbuch sowie die Eingangsbücher von Zeitschriften, Karten und Separata haben sich als ordnungsgemäß geführt vorgefunden.

Es hat sich somit nichts zu erinnern gefunden.

(gez.) H. Rauff.
(gez.) Krahmann.
(gez.) Baldes, Rechnungsrat.

Obige Protokolle wurden gleichzeitig mit den Wahlzetteln den Mitgliedern mitgeteilt; es liefen 248 Unterschriften ein, dem Schatzmeister und Vorstand für die

Jahre 1913 bis 1915 Entlastung zu erteilen. Es wird demgemäß dem Schatzmeister und dem Vorstand für die Jahre 1913, 1914 und 1915 Entlastung erteilt.

v. w. o.

KRUSCH. BELOWSKY. PICARD.

Briefliche Mitteilungen.

17. Bemerkungen zu F. FRECHS Abhandlung „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn“.

Von Herrn A. PHILIPPSON.

In Heft 1—3 der Abhandlungen des laufenden Jahrgangs dieser Zeitschrift hat Herr F. FRECH eine umfangreiche Arbeit veröffentlicht, in der er, anschließend an seine eigenen Beobachtungen längs der Bagdadbahn von Konia bis zum Euphrat, eine Gesamtdarstellung der Geologie Kleinasiens und der geologischen Beziehungen dieses Landes zu seiner weiteren Umgebung zu geben versucht, begleitet von einer geologischen Übersichtskarte. Dieses Unternehmen kommt zweifellos einem dringenden Bedürfnis entgegen, und es ist daher begreiflich, daß die Arbeit auch als Sonderausgabe erschienen ist. Gerade die weite Verbreitung, die das Buch in der jetzigen Zeit wahrscheinlich finden wird, zwingt mich aber, so ungern ich es tue, im Interesse der Wissenschaft auf eine Reihe von Fehlern und Irrtümern, vielfach von erheblicher Bedeutung, hinzuweisen, die sich in dieser Arbeit finden und die leicht, wenn sie unwidersprochen bleiben, die weitere geologische Erforschung Kleinasiens verwirren und schädigen könnten. Ich beschränke mich dabei ganz auf t a t s ä c h l i c h e Fehler, außer acht lassend die theoretischen Ausführungen FRECHS, die sich zum Teil an diese irrigen Voraussetzungen anknüpfen. Es muß aber zum richtigen Verständnis des Folgenden hervorgehoben werden, daß Herr FRECH aus eigener Anschauung, soviel ich weiß,

nur das e i n e von ihm aufgenommene Profil der Bagdadbahn von Konia ostwärts und eine räumlich beschränkte Küstenlandschaft westlich von Trapezunt kennt.

Zunächst die „Geologische Übersichtskarte von Anatolien, zusammengestellt von F. FRECH". Diese Karte ist im westlichen Kleinasien augenscheinlich im wesentlichen nach der „Internationalen geologischen Karte von Europa" gezeichnet, die, ihrerseits v o r meiner geologischen Karte hergestellt, fast ganz auf der alten, sehr unvollkommenen Tchihatcheffschen Karte beruht. Nur in der nordwestlichen Ecke hat die internationale Karte mein Material noch benutzen können. FRECH hat in seiner Karte meine seitdem veröffentlichten Kartenblätter unbeachtet gelassen, obwohl er in seinem Text ausführliche Auszüge aus meinem Reisewerke wiedergibt. Seine Karte steht daher in einem auffallenden Gegensatz zu seinem eigenen Text. Vor allem zeigt die Karte FRECHS im westlichen Kleinasien folgende Fehler von allgemeiner Bedeutung.

1. Viel zu geringe Ausdehnung des N e o g e n s; dadurch wird insbesondere der Charakter des inneren Hochlandes (Phrygiens), das überwiegend aus Neogen besteht, verschleiert.

2. Das Neogen des westlichen Kleinasien ist auf FRECHS Karte fast durchwegs als „marines (!) Miocän (2. Mediterranstufe)" bezeichnet, obwohl wir schon seit Tchihatcheff wissen, daß es, mit Ausnahme einiger eng begrenzten marinen und brackischen Vorkommnisse im Südwesten, aus den, wahrscheinlich pliocänen, S ü ß w a s s e r a b l a g e r u n g e n besteht, die auch in den übrigen Teilen Kleinasiens, wie in Griechenland und der Balkanhalbinsel, eine so außerordentlich weite Verbreitung besitzen. Dieser Fehler der FRECHschen Karte, der nicht einmal durch die Benutzung älteren Materials erklärt werden kann, ist, wie ohne weiteres ersichtlich, für die Auffassung der Entwicklungsgeschichte dieser Gebiete von der größten Wichtigkeit. Es muß daher ganz besonders nachdrücklich auf ihn aufmerksam gemacht werden.

3. Die häufigen und ausgedehnten G r a n i t m a s s e n sind, soweit sie überhaupt auf der FRECHschen Karte ausgeschieden sind, als „Serpentin (eocänen Alters)" bezeichnet. So der Granit des Mysischen Olymp, des Tschataldag in Mysien, des Beschparmak in Karien u. a. m. Andererseits fehlen oder sind zu wenig ausgedehnt wichtige und weitverbreitete Serpentinmassen; so fehlt vor allem der Serpentin

von Dagardi und Tschardy in Ost-Mysien, der die wichtigen Chromitlager einschließt. Auf die Altersbestimmung aller angegebenen Serpentine als eocän soll hier nicht weiter eingegangen werden.

4. Obwohl das Innere Kariens ganz frei von jungvulkanischen Gesteinen ist, erscheinen auf FRECHs Karte bei Davas große Flecken von „Jungeruptiv".

Außerhalb meines Reisegebietes muß dann noch auf folgenden wichtigen Fehler der Karte aufmerksam gemacht werden:

5. Die zentrale Steppentafel von Lykaonien ist als „salzführendes Obermiocän" angelegt. Tatsächlich tritt aber diese Formation nur am Ost- und Nordrande der Tafel auf, diese selbst besteht nach allen vorliegenden Berichten — wie FRECH selbst S. 146 richtig angibt — aus pliocänen Süßwasserkalken mit den für diese charakteristischen Fossilien, ohne Gips und ohne Salzlager. Salz erscheint westwärts des großen Salzsees nur als oberflächliche Ausblühung, wie in allen Trockengebieten.

In der Abhandlung selbst sind mir folgende tatsächliche Unrichtigkeiten aufgefallen.

1. S. 2, Tabelle: Bithynische Halbinsel: „ungefaltete ozeanische Trias und Kreide"; Trias und Kreide sind dort nach ENDRISS (Petermanns Mitteilungen 1910, II, Tafel 31, Profile) gefaltet.

2. S. 5. „In der Gegenwart wie in der Pluvialperiode wechseln trockene Sommer mit niederschlagsreichen Wintern": die Rede ist von dem Klima des zentralen Steppenhochlandes. Dieses ist aber in der Gegenwart charakterisiert durch Trockenheit nicht allein des Hochsommers, sondern auch des Winters; die Regenzeiten sind im Frühjahr und Vorsommer sowie im Herbst.

3. S. 6. FRECH schildert die Entstehung der zentralen Hochebenen als Aufschüttung durch Hochwässer während der Quartärperiode. S. 99 sagt er: „Im Innern des westlichen (sic!) Kleinasien schließen sich die jugendlichen Schotteranhäufungen zu einer gewaltigen Fläche, zur Lykaonischen Senke, zusammen." In Wirklichkeit ist aber die Hochebene von Lykaonien (und so auch die meisten anderen Hochebenen Kleinasiens) nach Tchihatcheff und anderen Reisenden, die sie tatsächlich durchforscht haben, eine unverhüllte Tafel von flachlagernden mächtigen neogenen Binnensee-Ablagerungen, vorwiegend Kalken. (Vgl. das oben unter

Nr. 5 Gesagte.) Nur an den Rändern, so auch an dem von FRECH allein besuchten Südrand, ist das Neogen von einer verhältnismäßig dünnen Decke von Lehm und Geröllen, von den Randgebirgen her, überzogen. Es kann also keine Rede davon sein, daß die Hochebene von Lykaonien eine quartäre Aufschüttung oder eine „Schotteranhäufung" sei.

4. Seite 10. 86. Wiederholt macht FRECH die Annahme einer während der tertiären Faltung der Randgebirge starr verbleibenden Kernmasse, oder einer „starr verbleibenden älteren anatolischen Hochfläche". Vergebens fragt man sich, wo denn diese starre Masse liegt. Tatsächlich liegt eine große kristalline Masse, die ich die lydisch-karische genannt habe, im westlichsten Teil Kleinasiens; diese kommt aber hier nicht in Betracht. Das Gebiet östlich des Halys (Kisil-Irmak) nennt FRECH selbst, und mit Recht, ein Faltenland (S. 157); hier ist das Mesozoikum mitgefaltet. Es bleibt also nur die Lykaonische Steppentafel übrig. Da ist aber nur das Pliocän tafelförmig gelagert; das Obermiocän, an den Rändern entlang, meist aufgerichtet, und zwar oft recht steil; und wo der Untergrund des Pliocäns in der Tafel selbst hervortritt — und das ist in recht ausgedehntem Maße der Fall — besteht er aus gefalteten Kalken und Schiefern unbestimmten Alters. Ein starrer Kern des inneren Kleinasien ist also auch hier nicht nachgewiesen.

5. S. 12, 19. „Ak-köprü = Steinbrücke"; „Ak-Dag = Steinberg". Ak heißt im Türkischen „weiß", nicht „Stein". (Das nebenbei bemerkt!)

6. S. 89 ff. Die Konstruktion der Entwicklungsgeschichte der kleinasiatischen Flüsse entbehrt bisher der tatsächlichen Grundlagen durch morphologische und geologische Beobachtung.

7. S. 99. Daß ein besonderer Name „Ova", den G. BERG eingeführt hat, „für diese abflußlosen Becken und ihre Ausfüllungen nicht empfehlenswert sei", hat nicht HETTNER, wie FRECH meint, sondern habe ich „eingehend nachgewiesen". (Petermanns Mitteilungen 1911, II, S. 39; diese Zeitschrift Bd. 64, 1912, S. 250 ff.). BERG hat übrigens seinen Terminus „Ova" keineswegs auf abflußlose Becken beschränkt.

8. S. 111. Die Aufzählung der Fundpunkte von Fusulinenkalken in Westkleinasien ist unvollständig, es fehlen meine dortigen Funde, die von Herrn DYHRENFURTH in

Frechs Institut bearbeitet und in meinem Reisewerk veröffentlicht sind, worauf Frech selbst S. 312 zurückkommt.

9. S. 111. Amorgos ist nicht die westlichste hellenische Kykladeninsel, sondern eine der südöstlichsten.

10. S. 113. Auf den Gebirgsbau Griechenlands sei hier nicht eingegangen. Es sei nur bemerkt, daß die von Herrn Renz in wiederholten Veröffentlichungen angegebenen Gebirgszonen Griechenlands nach Wesen und Benennung — letztere mit geringfügigen Abweichungen — von mir aufgestellt sind (z. B. in den Annales de Géographie 1898, S. 112 ff.), was Herr Renz anzuführen meist vergißt.

11. S. 123. Daß aus dem Westen Kleinasiens vorwiegend meridionale Richtungen angegeben werden — woraus Frech „die Unmöglichkeit des früher angenommenen direkten Übergehens der Helleniden in die Tauriden" folgert — ist unrichtig. In dem für die Verbindung beider Elemente allein in Betracht kommenden Karien und West-Lykien habe ich annähernd west-östliches Streichen nachgewiesen.

12. Die Abschnitte „Die Gebirge Westanatoliens" (S. 126—138) sowie „Der Olymp und die mysisch-phrygischen Gebirge" (S. 154 ff) sind teils wörtliche, teils nahezu wörtliche Auszüge aus meinem Reisewerk, das auch in Anmerkungen zitiert wird. Jedoch fehlen die Anführungsstriche, mit denen man wörtliche Wiedergaben fremder Ausführungen einzuschließen pflegt. So muß der Leser aus meinem, bei Frech S. 136 abgedruckten Satze[1]): „Innerhalb meines Reisegebietes deutet im Gegenteil alles darauf hin, daß die griechischen Falten . . . . als Vorzone dem Taurischen Bogen vorlagern" — da die Anführungsstriche fehlen — schließen, daß es sich dabei um das Reisegebiet Frechs handelt!

13. S. 147. Das „Maar von Obruklu" ist ein See in einem Trichter im Pliocänkalk, ohne jede Spur von vulkanischen Produkten; daher die Entstehung als Karsttrichter näherliegt.

14. S. 148. Der Vulkan Hassan-Dag hat, nach den Berichten derjenigen, die ihn besucht, keinen „zweiten Eruptionskegel" in seinem Krater. Die dahingehende Notiz v. Ammons — der selbst nicht in Kleinasien gewesen ist — beruht auf einer Verwechselung mit einem Krater (oder

---

[1]) Aus meinen „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien", V, 1915. S. 103.

Maar) bei Karabunar, etwa 80 km südwestlich vom Hassandag. (Vgl. Ainsworth im Journal R. Geogr. Soc. London X, 1840, S. 498; Schaffer in Sitzungsber. Wiener Akademie M. nat. Kl. CX, 1, 1901, S. 6.).

15. S. 149. Bei der Beschreibung des Argäos scheinen FRECH die Forschungsexpedition PENTHERS und deren ausgezeichnete topographische Karte des Vulkans, sowie die Gesteinsbestimmungen SEEMANNS unbekannt geblieben zu sein. (Abhandl. k. k. Geogr. Ges. Wien VI, 1905, 1; Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums Wien XXI, 1907.) Sie sind für unsere Kenntnis des Berges grundlegend. Die Angabe, daß der Argäos sich 1880 wieder gerührt habe, beruht auf einer Notiz bei PARTSCH, die, nach dessen freundlicher brieflicher Mitteilung, sich nicht bestätigt hat.

Bonn, 24. Oktober 1916.

18. Widerlegung der Kritik von PHILIPPSON über meine Abhandlung „Geologie Kl.-Asiens im Bereich der Bagdadbahn".

Von Herrn F. FRECH.

Die vorstehende Kritik wäre wahrscheinlich unveröffentlicht geblieben, wenn Verf. meine Arbeit nicht nur kursorisch, sondern in all ihren Teilen gelesen hätte. Wie wenig seine Angaben begründet sind, geht aus der ersten Seite hervor: „Es muß zum richtigen Verständnis hervorgehoben werden, daß Herr FRECH aus eigener Anschauung soviel ich weiß, nur das eine von ihm aufgenommene Profil der Bagdadbahn von Konia ostwärts und eine räumlich beschränkte Küstenlandschaft westlich von Trapezunt kennt".

Es ergibt sich aus diesen Bemerkungen, daß Herr PH. nicht einmal das Vorwort meiner auch ihm bekannten Buchausgabe gelesen hat. Hier findet sich — NB. auf der ersten Seite der Buchausgabe, die man aufschlägt — eine kurze Übersicht meiner die Jahre von 1897 bis 1911 umfassenden Reisen (Vorwort, Zeile 7—16):

„Im Herbst 1897 begannen die Studien im Kaukasus und Transkaukasien zwischen Eriwan und Djulfa mit einer Durchforschung der Araxesenge, deren Ergebnisse für den Vergleich mit dem nördlichen Tauros wichtig wurden.

Nach längerer Pause nahm Verfasser die Untersuchungen 1908 in Nordalbanien, Montenegro und dem bosnisch-herzegowinischen Grenzgebiet sowie in den Ionischen Inseln und Kykladen wieder auf. Im folgenden Frühjahr und im Herbst 1908 war das westliche und vor allem das nördliche Anatolien zwischen der Troas, Heraklea und Kerasunt — die „räumlich beschränkte Küstenlandschaft" der Kritik — das Ziel seiner Untersuchungen. 1911 gelangten die Arbeiten nach längerem Aufenthalt in Attika und dem mittelgriechischen Hochgebirge (Kiona) mit einer Forschungsreise von Konstantinopel und Konia bis zum Euphrat zu einem vorläufigen Abschluß".

Die Begründung der **geographischen Kritik**, die nicht einmal den geographischen Umfang der Reisen des angegriffenen Verf. kennt, ist so schwach, daß eigentlich hiermit das Urteil über die ganze Kritik abgeschlossen werden könnte. Noch sei bemerkt, daß außerdem zahlreiche meiner Reisen[1]) außerhalb Kleinasiens in Betracht kommen und zwar mit Rücksicht auf den geologisch-paläontologischen Charakter der vorliegenden Arbeit. Da Herr PH. seine paläontologischen und petrographischen Untersuchungen von dritter Seite ausführen zu lassen pflegt, scheint für ihn, aber nicht für den Leser dieser Zeitschrift ein „richtiges Verständnis" nur auf rein geographischer Seite zu bestehen. Leider ist Herrn PHILIPPSON auch die **geographische Seite nicht klar** geworden (s. o.)

Zu S. *260/261.* Der Vorwurf, ich hätte das junge Deckgebirge zu schmal, das Grundgebirge im Vergleich zu der PHILIPPSONschen Vorlage zu breit angelegt, erledigt sich durch die Rücksicht auf den Maßstab und den Zweck der Karte. Eine stark reduzierte Übersichtskarte, in der die Fläche des Grundgebirges nur geringe Ausdehnung besitzt, wirkt vollkommen unübersichtlich und unklar. Eine geologische Karte soll aber einen Begriff, ein Bild von dem Aufbau der Gegend geben; eine Rücksichtnahme auf diesen Gesichtspunkt ist umsomehr erforderlich, als die Grundlage jeder geologischen Karte von Vorderasien die mehr oder weniger willkürliche Kombination einer geringen Zahl von Routenaufnahmen bildet; die Karte beruht nicht wie in Europa auf der Reduktion von Einzelaufnahmen.

Zu S. *260/261.* Scheinbar berechtigt ist der Vorwurf PH.s, ich hätte die Granite im nördlichen Kleinasien mit

---

[1]) **z. B. Südfrankreich, Mexiko, südl. Nordamerika.**

derselben Farbe wie die Serpentine bezeichnet: Dieser Fehler ist allerdings durch die Druckverhältnisse während des Krieges ohne mein Zutun in die Karte gelangt, aber von mir sofort bemerkt und berichtigt worden. Denn auf S. 309 lautet die Anmerkung 1:

„Versehentlich ist auf der Erklärung der Übersichtskarte die Bezeichnung „Granit im Norden und Zentrum hinter Serpentin“ ausgefallen“. Hätte Herr PHILIPPSON sich die Mühe genommen, das von ihm scharf kritisierte Buch zu lesen, so wäre diese — und noch viele andere seiner Bemerkungen — ungeschrieben geblieben. Es scheint doch leichter zu sein, eine Kritik zu diktieren, als den Inhalt des Werkes zu lesen.

Nicht ganz verständlich ist ferner der Vorwurf über die Zitate, die das westliche Kleinasien betreffen. Ich habe unter voller Anerkennung der Bedeutung PH.s sehr eingehende Referate über seine Bearbeitung „Kleinasiens“ in dem Neuen Jahrbuch veröffentlicht und aus diesen, jedem Fachmann bekannten, zu verschiedener Zeit veröffentlichten Referaten dann wieder in dieser Zeitschrift das Wesentlichste zusammengefaßt.

Ich wiederhole hier die von Herrn PH. übersehenen beiden Stellen mit ihren sehr anerkennenden Worten, durch die ich seine wissenschaftliche Tätigkeit wiederholt ausgezeichnet habe. Ich hob zunächst eingangs meiner Besprechung hervor, daß PH.s „Forschungen von grundlegender Bedeutung“ sind, daß die Kenntnis des westlichen Anatoliens von PH. „auf eine ganz andere Basis gestellt als die eines anderen Teiles von Vorderasien.“

Diese Worte sind nicht etwa an versteckter Stelle, sondern im Neuen Jahrbuch am Eingang meiner ganzen Besprechung gedruckt. Da ich nirgends die supponierte Behauptung aufstelle, ich sei im Olymp gewesen, vielmehr in dem jedem Geologen und Geographen zugänglichen Neuen Jahrbuch, vor meiner Zusammenfassung in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft den ausschließlich, d. h. durch die Überschrift als Referat gekennzeichneten Bericht mit meinem Namen unterzeichnet habe, sind die Folgerungen über Auslassung der Anführungsstriche nicht verständlich.

Der Schluß meines Referates aus dem Neuen Jahrbuch (1915. I. Band, p. 398) lautet:

„Mit der vorliegenden V. Lieferung ist die große Aufnahme PHILIPPSON's zum glücklichen Ende gediehen. Ref.

freut sich, dem Verf. zu der Ausdauer und dem Erfolg, mit dem er die zahllosen Schwierigkeiten einer eingehenden geographisch-geologischen Untersuchung Westanatoliens überwunden hat, seinen herzlichsten Glückwunsch aussprechen zu können."

Hier ist also am Schluß wie am Anfang meiner namentlich im Neuen Jahrbuch unterzeichneten Referate besonders hervorgehoben, daß alle aus Westanatolien stammenden Angaben auf den Beobachtungen und Zusammenfassungen des „reichen Inhalts" der 5 Hefte beruhen. Auch die Wärme meiner Anerkennung der Leistungen Herrn PHILIPPSON'S, die Herzlichkeit des Glückwunsches, ist kaum einer Steigerung fähig.

Aber auch in der Zusammenstellung in dieser Zeitschrift ist PH. durchaus Gerechtigkeit geworden. Das Zitat am Anfang des Abschnittes lautet (diese Zeitschr. p. 126): „Das Folgende wesentlich nach PHILIPPSONS". — Die scheinbare Beschränkung „wesentlich" war notwendig, weil die in einer geologischen Zeitschrift wesentlichen paläontologischen Bestimmungen nicht von PHILIPPSON, sondern von verschiedenen anderen Forschern, STEINMANN, OPPENHEIM, DYHRENFURTH, SCHELLWIEN und ENGELHARDT ausgeführt worden sind, während die Insel Rhodos von BUKOWSKI, Kos von NEUMAYR und PLIENINGER, andere Halbinseln von TIETZE, Mineralogica von M. BAUER, Petrographisches von ANDRÉE studiert wurde. Dagegen findet sich keine Andeutung in dem Sinne, daß ich für mich eine direkte Anteilnahme an der geologischen Aufnahme in Anspruch nähme — trotzdem ich nicht nur Smyrna, Lesbos und die südliche Troas — sondern auch die karbonischen und triadischen Fossilien von Kos (nach PLIENINGER'S Aufsammlungen) bestimmt habe.

Um aber keinerlei Unklarheit über den Ursprung der Beobachtungen aufkommen zu lassen, ist auf den das westliche Kleinasien in kurzer Übersicht behandelnden Seiten PHILIPPSON'S Name immer wieder, so auf S. 127 (oben), 128 (oben und Anmerkung), 129 (unten), 132 (unten), 133 (Anm.), 134 (oben und Mitte), 135 (Mitte), 139 (Mitte), 140 (dreimal, oben und im oberen Drittel), 141 (oben, Mitte, 2 Anmerkungen), 142 (oben und Anm. 8, hier zweimal), 143 (Mitte), 144 (oben, Mitte), 145 (oben), also auf 14 Seiten 24mal im Text erwähnt oder zitiert. Es ist unverständlich, daß diese Zahl von Zitaten — fast zweimal auf jeder Seite — Herrn PH. noch nicht genügt.

Ganz unverständlich ist ferner die Klage Herrn PHILIPPSON's über die nicht genügende Berücksichtigung seiner Untersuchung des mysischen Olymps: Auf den drei Seiten (154—156) ist PHILIPPSON's Name dreimal erwähnt, das III. Heft seines Berichtes ausführlich zitiert, außerdem auch noch auf mein — mit Namen unterzeichnetes — Referat im Neuen Jahrbuch hingewiesen, das mit folgenden Worten beginnt (Neues Jahrbuch 1914, I, p. 472):

„Der dritte Teil ist besonders reich an geologischen Beobachtungen, die über das im mysischen Olymp bis in die Hochgebirgsregion hinaufreichende Gebiet neues Licht verbreiten". Nirgends findet sich hier eine Andeutung darauf, daß ich dort gewesen sei oder gar die über den Olymp gemachten Angaben für mich beanspruche, dagegen hinlängliches (je einmal auf jeder Seite) Zitieren des Erforschers und außerdem noch eine ganz besondere Anerkennung des „Reichtums an geologischen Beobachtungen", welche über den „mysischen Olymp" (der schon vorher u. a. von K. von FRITSCH untersucht worden war) „neues Licht" verbreiten. Auch hier ist also Herrn PHILIPPSON jede nur irgend mögliche Anerkennung ausgesprochen.

Wenn Herr PH. die Nichtverwendung der Anführungsstriche rügt, so übersieht er Folgendes: Hätte er sich die Mühe genommen, selbst den wesentlichen geologischen Inhalt seiner sehr viele Seiten füllenden Bearbeitung des westlichen Kleinasiens kurz zusammenzufassen, so wäre die Verwendung der Anführungsstriche selbstverständlich. So hat der Ref. sich dieser Mühewaltung zu unterziehen gehabt und war somit nicht in der Lage, die Worte des Verf. unverändert und ungekürzt wiederzugeben. Daß es sich lediglich um Referate handelt, geht aus dem Titel meiner Arbeit „Ergebnisse vergleichender Studien", ebenso aus dem vollen Zitat hervor, durch das ich immer wieder die Arbeit Herrn PHILIPPSON's durch Erwähnung seines Namens, des Titels seiner Arbeit und vor allem den Ort des Erscheinens des Referates selbst hervorhebe: Das Neue Jahrbuch für Mineralogie, Geologie etc. richtet sich endlich an denselben Leserkreis wie die Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft und im Neuen Jahrbuch sind die von mir verfaßten, mit vollem Namen gezeichneten Referate in dem durch die Überschrift als Referatteil bezeichneten Abschnitt erschienen!

S. *263*, 147 Maar von Obruklu.

Ein Karsttrichter ist normalerweise wasserleer. Ein Maar ist ein wassergefüllter Explosionstrichter ohne vulkanische Festprodukte, die Erklärung PH.s widerstreitet also wie das Folgende der Geologie.

Die Gebirgszonen Griechenlands sind nach Herrn PH. von ihm, nicht von C. RENZ aufgestellt, „was letzterer anzuführen meist vergißt". In PHILIPPSON's Peloponnes findet sich aber weder der Begriff der Trias, einer weitverbreiteten z. T. äußerst versteinerungsreichen Formation, noch der der Dyas. Auch das Karbon ist in Attika, die Unterkreide im Peloponnes von RENZ, in Attika von dem Genannten und von mir aufgefunden worden. Diese ganze Reihe von Formationen war also Herrn PH. in Hellas unbekannt. Sollten also die Gebirgszonen PH.s mit den RENZschen zusammenfallen, so hat sich ihr geologischer Inhalt — auf den es in einer geologischen Darstellung allein ankommt — von Grund aus geändert.

19. Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge.

Von Herrn HANS STILLE.

Im Felde vor Nieuport, im Juli 1916.

Inhalt.

I. Die Diskussion über den „Senkungsmechanismus".
II. Der Begriff „Faltung".
III. Radiale und tangentiale Bewegung.
IV. Kompression und sekundäre Lockerung.
V. Bruchfaltung und Biegfaltung.
VI. Diaklase und Paraklase.

I. Die Diskussion über den „Senkungsmechanismus".

Nach eingehender Diskussion über die jüngere (saxonische) deutsche Gebirgsbildung war auf der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald im August 1912[1]) die angeblich ziemlich übereinstimmende Meinung der Teilnehmer an dieser Versammlung von dem Vor-

[1]) Diese Zeitschrift f. 1912. Bd. 64. Monatsber. S. *477 ff*.

sitzenden F. FRECH dahin zusammengefaßt worden, daß „entgegen der Annahme einer saxonisch-kimmerischen Faltung der Gebirgsbau Mittel- und Norddeutschlands in mesozoischer und nachmesozoischer Zeit von Senkungserscheinungen, wie E. SUESS sie angenommen hatte, beherrscht wird." Anknüpfend an diese Verhandlungen, an denen teilzunehmen ich verhindert war, habe ich in einem „Die saxonische Faltung"[1a]) betitelten Aufsatze in teilweiser Wiederholung älterer Ausführungen die aus dem Boden Deutschlands klar herauszulesenden Tatsachen, die ein vernichtendes Urteil gegen die in Greifswald aufs Schild erhobene Senkungstheorie sprechen, auseinandergesetzt und dabei namentlich gezeigt, daß in den tektonischen Phasen, d. h. in denjenigen Zeiten, in denen die „Senkungen" eingetreten sein sollen, die angeblich gesunkenen Schollen aufwärts bewegt worden sind. Ich habe in diesem Aufsatze die vertikale Bewegungsrichtung des sich in Schollen auflösenden und dabei weithin die Form von Mulden und Sätteln annehmenden Inhaltes der deutschen Sedimentationsbecken deswegen in den Mittelpunkt der Diskussion gestellt, weil hierin eben der Kern der ganzen Frage liegt; dieser Ansicht war man ja auch in Greifswald, indem man die abwärtige Bewegungsrichtung entgegen der Annahme einer „Faltung" ins Feld führte.

Der eigentliche Wortführer der Gegnerschaft gegen die saxonische „Faltung" war in Greifswald R. LACHMANN gewesen, der auch schon in älteren Arbeiten immer wieder mit Nachdruck den Senkungsmechanismus im SUESS'schen Sinne als das Prinzip der jüngeren deutschen Gebirgsbildung vertreten hatte. Was durch meine älteren Ausführungen gegen diesen Senkungsmechanismus[2]) anläßlich einer Stellungnahme zu der LACHMANN'schen Vorstellung einer „autoplasten" Formung der Salzmassen[3]) nicht erreicht

---

[1a]) Diese Zeitschrift f. 1913. Bd. 65. Monatsber. S. 575 *ff.*

[2]) H. STILLE: Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. Kali, 5. Jahrg. 1911. Heft 16/17.

[3]) LACHMANN nimmt jetzt mit ARRHENIUS an, daß die spezifisch leichten Salzmassen durch isostatische Kräfte passiv herausgepreßt worden sind, — meint allerdings HARBORT gegenüber (Salzauftrieb. dritte Folge, S. 80), daß er trotzdem an der Vorstellung der Autoplastie der Salzmassen festhalten müsse. Ja er meint sogar, das allgemeine Bild des Phänomens sei von ihm „bereits von Anfang an im Sinne der endgültigen ARRHENIUS'schen Lösung skizziert worden". Ich bin aber mit HARBORT der Meinung, daß die nach LACHMANN „endgültige" — vielleicht würde

worden war, hat nunmehr der Aufsatz über die saxonische „Faltung“ bewirkt. — denn nunmehr gibt auch LACHMANN das Aufsteigen der Schollen in den tektonischen Phasen, z. B. am Ende der Jurazeit, gegenüber seinen älteren Ausführungen über den ausschließlich wirksamen Senkungsmechanismus zu; damit wird aber der ganze Inhalt der Greifswalder Resolution gegen die saxonische „Faltung“ von ihrem eifrigsten Verfechter desavouiert.

Dies geschieht in einem Aufsatze LACHMANN's, betitelt „Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe“.[4]) Er führt den Untertitel „Eine Entgegnung auf STILLE's „Saxonische Faltung“, und doch findet sich in dieser „Entgegnung“ die Zustimmung zu dem Kernpunkte dessen, was in der „Saxonischen Faltung“ geschrieben steht. Das nördliche Randgebiet der Rheinischen Masse (Gebiet der Eggeketten) ist nämlich nunmehr auch nach LACHMANN im Ausgange der Jurazeit in Bruchstreifen emporgehoben (S. 230),[5])

sich eine etwas vorsichtigere Verwendung dieses Wortes empfehlen! — ARRHENIUS'sche Lösung so ziemlich auf das Gegenteil dessen hinauskommt, was LACHMANN früher angenommen hatte, — denn ein „Ekzem“, das durch isostatische, d. h. also tektonische Kräfte hochgepreßt wird, ist nicht, wie es früher hieß, „ohne Mitwirkung der Tektonik“ zu erklären; höchstens dürfte LACHMANN nunmehr sagen, daß außer dem tektonischen Auftriebe auch noch autoplaste Umformungen innerhalb der Salzmassen eingetreten seien, wie die thermometamorphen Vorgänge infolge zunehmender Hangendbedeckung, auf die hingewiesen zu haben ein besonderes Verdienst LACHMANN's ist.

[4]) Diese Zeitschrift für 1914, Bd. 66, Monatsber. S. 227 ff.

[5]) Dieses sagt LACHMANN in einer Diskussion gegen meine Auffassung, daß das Gebiet der Eggefalten nicht nur gegenüber dem ozeanischen Spiegel, sondern auch gegenüber der Rheinischen Masse bei der kimmerischen Faltung herausgehoben worden sei. In dieser Diskussion gegen mich beruft sich LACHMANN — auf mich selbst, und zwar auf eine Bemerkung in der 1905 erschienenen Arbeit über „Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und der Kreide Westfalens“ (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1905, Bd. XXVI, S. 111). Die damals geäußerte Ansicht von der relativen Senkung des Vorlandes der Rheinischen Masse gegenüber der letzteren ist nur dann aufrecht zu halten, wenn man nicht nur die orogenetischen, sondern auch die epirogenetischen Bewegungen ins Auge faßt. Tut man das, so ist natürlich die Rheinische Masse stärker gehoben als das nördlich liegende Vorland, denn in ihr liegt altes Gebirge und im nördlichen Vorlande, dazu noch im tieferen Niveau, weit jüngeres; betrachtet man aber nur die Bewegungen der orogenetischen Phase im Ausgange der Jurazeit, so habe ich in meiner älteren

und aus den differenziellen Senkungsfeldern der älteren LACHMANN'schen Arbeiten sind nunmehr Gebiete differenzieller Senkung oder Hebung (S. 243) geworden. Wenn nun LACHMANN auch, wie er zitiert, im Jahre 1910 einmal gesagt hat, daß die geologische Bildung von Mittel- und Norddeutschland, die paläozoischen Gebirgskerne ausgenommen, nur unter der Annahme ausschließlich aufwärts und abwärts wirkender, also vertikaler Kräfte interpretiert werden könne, so hat er bei den Hebungen nur solche kontinentaler Art im Auge gehabt, die speziell bei der Ausgestaltung des Schollengebirges nicht in Frage kommen, und gerade in der jetzt von ihm zitierten Arbeit über den „Salzauftrieb" (erste und zweite Serie, S. 88) jede Möglichkeit differenzieller Aufwärtsbewegungen, — angeblich in Übereinstimmung mit „der großen Mehrzahl der heutigen Theoretiker" —, nachdrücklich verneint.

Vielleicht nimmt nun im Interesse der Klärung der Meinungen ein anderer der Verteidiger der Senkungshypothese einmal das Wort. Bedeutungsvoll genug ist doch schließlich die ganze Frage für die Auffassung des Baues des außeralpinen Mitteleuropas und überhaupt des „Schollengebirges", und erledigt ist sie auch nicht in Greifswald, — hat doch auch der in Greifswald eifrigste Verteidiger der Senkungshypothese seine Meinung geändert, wenn das auch etwas versteckt bleibt unter andersartigen und teilweise sehr persönlich gehaltenen Ausführungen.

So fällt LACHMANN schon in den einleitenden Sätzen das Urteil, daß ich in meinen zusammenfassenden Schriften seit

Arbeit und so hat LACHMANN, indem er sich auf diese beruft, Unrecht. Von präexistierenden Schwellen in ihrem Gegensatze zu großen, säkulär sinkenden Räumen, überhaupt von epirogenetischen und orogenetischen Bewegungen und im Zusammenhange damit von dem Auf und Ab der Massen in den Geosynklinalbezirken und Schwellen war aber damals in der Geologie Deutschlands noch keine Rede gewesen, und es ergab sich nun in der nur von den orogenetischen Bewegungen ausgehenden alten Auffassung die Schwierigkeit, zu erklären, daß vermeintlich gesunkene Gebiete, die dazu schon vorher vom Meere eingenommen waren, nun nach der Senkung die festländisch-limnische Fazies des Wealden aufwiesen. Diese Sachlage mußte damals zu der Annahme führen, daß das Nordgebiet (Vorland der Rheinischen Masse) zwar gegenüber dem Südgebiete (Rheinische Masse) gesunken, beide zusammen aber gehoben seien.

Heute stellt sich die Sachlage anders und viel ungezwungener dar: Das Nordgebiet war eben schon vor der kimmerischen Faltung gesunken und während derselben wurde es, wie überhaupt die Faltungszonen gegenüber ihren Rahmen, hochbewegt, während der Rahmen seine Lage zum ozeanischen Spiegel im wesentlichen beibehielt (vgl. Saxonische „Faltung", l. c. S. 585).

1909 „eine wenig glückliche Hand“ gehabt habe, denn ich hätte 1.) die tektonischen Grundbegriffe, z. B. Faltung, Senkung und Zerrung nicht „mit der notwendigen begrifflichen Schärfe“ angewandt, 2.) bestimmte Hypothesen (Kontraktionstheorie) zu „Deduktionen auf bestimmte Verhältnisse des deutschen Bodens ausgewertet und in mißbräuchlicher Weise aus Hypothesen Folgerungen gezogen“ und 3.) meine tektonischen Auffassungen auf dem Gegensatz zwischen orogenetischen und epirogenetischen Zeiten aufgebaut.

Zu 1.) Inwiefern ich mich gegen die Begriffe Senkung und Zerrung vergangen haben könnte, ist mir unbekannt. Über „Zerrung“ mich nachdrücklich zu äußern, habe ich bisher wohl kaum Gelegenheit gehabt, — ich habe hier im Felde meine Arbeiten natürlich nicht alle zur Hand, — und von „Senkung“ habe ich gesprochen, wenn sich etwas abwärts bewegt. Und was nun den Begriff „Faltung“ anlangt, so komme ich nachher noch auf LACHMANN's Begriffsumschreibung gegenüber einer von mir gelegentlich gegebenen Definition zurück.

Zu 2.) Wie in früheren Arbeiten, habe ich auch in der „Saxonischen Faltung“ als Basis für die Betrachtung der Hebungen und Senkungen den ozeanischen Spiegel der vergangenen geologischen Perioden benutzt und zunächst gezeigt, daß, bezogen auf diese Basis, die LACHMANN'schen „Senkstreifen“ in den orogenetischen Phasen gehoben worden sind. Alsdann habe ich erörtert, wie sich die Hebung relativ zum ozeanischen Spiegel 1.) bei Annahme eines einigermaßen konstanten ozeanischen Spiegels, wie ihn LACHMANN unter Zugrundelegung der isostatischen Theorie voraussetzt, und 2.) unter Annahme eines sich zentripetal bewegenden ozeanischen Spiegels (Kontraktionstheorie!) darstellt. Im Sinne der isostatischen Theorie ist natürlich die relative Hebung und Senkung gegenüber dem Ozean auch eine absolute, — und es ist, wie ich damals ausführte, im Lichte einfacher Tatsachen ein Unding, daß in ein und derselben Brust, wie in derjenigen LACHMANNS, zwei Vorstellungen nebeneinander wohnen, nämlich erstens diejenige von der Konstanz des ozeanischen Spiegels durch lange Perioden der Erdgeschichte und speziell auch während der Phasen der Gebirgsbildung und zweitens diejenige vom Senkungsmechanismus, — das hat ja LACHMANN inzwischen auch eingesehen. Sodann habe ich, z. T. unter Benutzung von Skizzen, die etwas kompliziertere Bewertung der „relativen“ Hebung unter dem Gesichtspunkte der Kontraktionstheorie auseinandergesetzt. Aber alles das ist ohne persönliche Stellungnahme zu der einen oder anderen Theorie geschehen.

Wenn man aus klar erkannten Tatsachen bestimmte Folgerungen zieht und diese Folgerungen danach in ihrer Anwendung auf die eine oder andere Hypothese betrachtet, so zieht man doch nicht die Folgerungen „in mißbräuchlicher Weise“ aus Hypothesen!

Zu 3.) Die scharfe Unterscheidung orogenetischer und epirogenetischer Zeiten ist nach LACHMANN deshalb unzulässig, weil es „nach den bis heute vorliegenden Tatsachen wahrscheinlicher ist, daß die Bruchbildung auch während der Sedimentationsperioden angedauert hat". Es wäre interessant, eine dieser bis heute vorliegenden „Tatsachen" kennen zu lernen. Was LACHMANN bisher gelegentlich z. B. über triadische Gebirgsbildungen im subhercynischen Becken oder in Hessen behauptet hat, besitzt keinerlei beweisende Kraft, um Grunderfahrungen der Tektonik umstürzen zu können.

Und dann ist LACHMANN nicht damit einverstanden, daß ich von orogenetischen und epirogenetischen P h a s e n spreche, wo doch die ursprüngliche Bedeutung von „orogenetic" und „epirogenetic movements" sich bei GILBERT nicht auf z e i t l i c h e Phasen, sondern auf r e g i o n a l e Verschiedenheiten bezog. Die regionalen Verschiedenheiten sind das Ergebnis verschiedenartiger V o r g ä n g e, — auch GILBERT hat diese V o r g ä n g e im Auge gehabt, denn sonst hätte er nicht die Bezeichnungen epiro g e n e t i s c h und oro g e n e t i s c h gebraucht, — und wenn sich nun bei weiteren Untersuchungen über epirogenetische und orogenetische Vorgänge in solchen Gebieten, in denen genauere Zeitbestimmungen möglich sind, zeigt, daß die Vorgänge, die zu der einen und der anderen Art regionaler Verschiedenheit führen, sich zeitlich scharf sondern, so ist es nur selbstverständlich, auch von orogenetischen und epirogenetischen Z e i t e n zu sprechen.

II. Der Begriff „Faltung."

Speziell hinsichtlich des Begriffes „Faltung" habe ich, so behauptet LACHMANN, „keine Akribie walten lassen."

Dazu bemerke ich zunächst, daß ich in Anwendung auf die Verhältnisse der deutschen Mittelgebirge das Wesen der Faltung nicht, wie LACHMANN sagt, kurzhin als „die Heraushebung bestimmter Erdzonen gegenüber ihren Nachbarzonen," sondern nachdrücklich als die „u n t e r t e k t o n i s c h e r U m f o r m u n g u n d s p e z i e l l u n t e r A u s b i l d u n g v o n M u l d e n u n d S ä t t e l n, m ö g e n s i e a u c h n o c h s o f l a c h s e i n, sich vollziehende Heraushebung bestimmter Erdzonen gegenüber ihren Nachbargebieten" definiert habe. Indem LACHMANN den auch in der Originalarbeit (Saxonische „Faltung", S. 590) gesperrt gedruckten Zusatz fortläßt, erhält er eine allerdings leicht angreifbare Definition. Gerade im G e g e n s a t z e zu den Faltungen habe ich z. B. doch immer wieder von e p i r o g e n e t i s c h e n H e b u n g e n gesprochen, also habe ich gewiß nicht Hebung gleich Faltung gesetzt. Die Bildung der

Sättel und Mulden ist der Ausdruck der orogenetischen Kompression des herausgehobenen Erdstreifens, und so sagt obige Definition eben, daß Faltung eine orogenetische Heraushebung unter Kompression ist. Die Heraushebung habe ich in meinen Ausführungen gegen die in der Greifswalder Versammlung vertretene SUESS'sche Senkungstheorie aber deswegen dem Sinne nach vorangestellt, weil sie eben am schlagendsten die Unrichtigkeit dieser Theorie beweist. Sonst wird man den Kausalnexus zwischen Hebung und Kompression wohl besser zum Ausdruck bringen, wenn man statt von „Heraushebung unter Kompression" von „orogenetischer Kompression unter Heraushebung" spricht, — und noch kürzer mag man die Faltung, da mit der Kompression die Heraushebung ja ursächlich verknüpft ist, als die **„orogenetische Kompression gewisser Erdzonen"** bezeichnen. Gewiß ist diese Fassung recht weitgehend, denn sie schließt auch Formen ein, die von dem normalen Bilde der wellenförmig auf- und absteigenden Linie recht abweichen, — im Falle der saxonischen Faltung z. B. so extreme Formen, wie die Gräben Niederhessens. Um aber bei diesem Beispiele zu bleiben, so sind diese Gräben, wie ich an anderer Stelle noch zeigen werde, durch räumliche und formale Übergänge derartig mit den Mulden, wie wir sie z. B. in Südhannover finden, verknüpft, daß sich das logische Gefühl dagegen wehrt, in der langen Reihe der ineinander übergehenden tektonischen Gebilde irgendwo den Schnitt zu ziehen zwischen dem, was noch als „Falte" durchgehen kann, und der nächsten kaum abweichenden Form, die nun plötzlich nicht mehr eine Falte sein soll. Sind die Hilsmulde, die Gronauer Kreidemulde, der Süntel usw. „Mulden", so kann diese Bezeichnung auch den hessischen und westthüringischen Gräben nicht vorenthalten werden.

Neben der orogenetischen Kompression gibt es im Sinne der von mir an anderen Stellen vertretenen Auffassung, daß auch die epirogenetische Gebirgsbildung auf einen Faltenwurf, wenn auch einen solchen größter Spannweiten („Undation"), hinauskommt, auch eine epirogenetische Kompression. Wenn ich diese nicht unter den Begriff der „Faltung" stelle, sondern diesen Begriff auf die o r o g e n e t i s c h e Kompression[6]) (Undulation) beschränkt sein lasse,

[6]) An der Entstehung durch orogenetische Kompression ändern auch etwaige sekundäre Auflockerungen der Faltenzonen (s. unten) nichts.

so geschieht das nicht nur, um möglichst im Rahmen der üblichen Abgrenzungsart der Begriffe zu bleiben, sondern auch deswegen, weil die epirogenetischen Vorgänge, mögen sie hinsichtlich der Ursachen nach meiner Auffassung auch den orogenetischen verwandt sein, von diesen doch in ihrer ganzen Erscheinungsart und ferner auch als säkuläre Ereignisse scharf unterschieden sind.

Nach LACHMANN ist nun Faltung in erster Linie ein „fixierbarer mechanischer Begriff", und zwar zu charakterisieren als „dasjenige Bild, welches eine horizontal wirkende Kraft auf einer elastischen Schicht hervorruft." Selbstverständlich kann es den Fortschritt unserer Wissenschaft nur fördern, wenn man die Ergebnisse der Mechanik für die geologischen Anschauungen weit mehr als bisher nutzbar macht, — aber man muß sich dabei der Grenzen der Anwendbarkeit der an sozusagen *idealen* Materialien ermittelten Resultate auf die verwickelten Verhältnisse unserer so hochgradig dishomogenen Erdrinde bewußt bleiben. SMOLUCHOWSKI leitete das Faltenprofil, das allein nach LACHMANN eine echte Faltung charakterisieren kann, nämlich eine der Sinuslinie nahestehende Kurve, *für eine homogene elastische Platte auf flüssiger Unterlage* ab, und nur für eine solche gelten seine Resultate, — aber wie ganz anders schaut die Erdkruste aus! LACHMANN sagte (s. oben), daß Faltung dasjenige Bild ist, welches eine horizontal wirkende Kraft von gewisser Mindeststärke auf einer elastischen Schicht hervorruft, — ich meine aber, daß Faltung dasjenige Bild ist, welches eine horizontal wirkende Kraft von gewisser Mindeststärke speziell *in der Erdkruste* hervorruft, — und wie dieses Bild ausfallen muß, das kann bei all den ungeklärten Verhältnissen der Erdkruste und bei ihrer großen Dishomogenität kein Physiker theoretisch ermitteln, — dieses Bild kann man eben nur feststellen, indem man es sich ansieht. Das Problem ist nicht damit erledigt, daß man sagt, eine Falte *muß* „als Phänomen der mechanischen Elastizitätslehre" die und die Form zeigen und tut sie das nicht, so ist sie eben als Falte *abzutun*, sondern es kommt zunächst einmal auf den Versuch an, das geologische Gebilde in seiner Eigenheit aus den besonderen Verhältnissen, aus denen heraus es entstanden ist und die zum wesentlichen Teil wieder das Ergebnis der vorangegangenen Evolution sind, *zu erklären*. Wäre es doch nach der LACHMANN'schen Definition auch ungeheuerlich, in weitesten Teilen der Alpen

von einer „Faltung“ zu sprechen, denn das, was wir dort sehen, entfernt sich von der vorschriftsmäßigen Faltungskurve noch ganz anders, wie etwa die saxonischen Gebilde Südhannovers. Eine Definition für den Begriff der Faltung, die sehr viele der nie als „echt“ bestrittenen Falten nicht umfaßt, ist aber nicht nur für die praktische Anwendung unbrauchbar, sondern kann auch unmöglich dem Wesen der Sache entsprechen, — mag man auch in Einzelfällen, wie in dem des Aachener Steinkohlengebirges, mit einigem guten Willen die verlangte Kurve zur Not angedeutet finden. „Die Geologie muß sich daran gewöhnen,“ so schreibt LACHMANN ihr vor, „unter Faltung ein wohl definierbares Phänomen der mechanischen Elastizitätslehre zu verstehen“, — dann muß aber die Definition zunächst einmal so gegeben werden, daß sie gegenüber den Faltungserscheinungen in der Erdrinde stichfest ist.

Außer dem Querprofile durch die saxonischen Sättel und Mulden ist nun nach LACHMANN auch noch ihre h o r i z o n t a l e V e r t e i l u n g ein Beweis gegen ihre Faltennatur, — und nun wird uns in Fig. 6 der LACHMANN'schen Schrift ein Bild vorgeführt, wie eine echte Faltung des Niederdeutschen Beckens „aus mechanischen wie geologischen Gründen“ ausschauen müßte. Der Trugschluß LACHMANN's hinsichtlich des mechanisch notwendigen P r o f i l e s der Falten war der gewesen, daß er die Voraussetzung, daß sich die Faltung der Erde in gleicher Weise vollzieht, wie die einer elastischen Platte auf flüssiger Unterlage, „vom geologischen Standpunkte aus mit gewissen Kautelen als zulässig“ erklärt hatte (S. 232), und auf derselben trügerischen Voraussetzung basieren nun auch die Ausführungen über das erforderliche Bild der F a l t e n a n o r d n u n g. Was also über die sehr bedingte Anwendbarkeit der an einer homogenen elastischen Platte auf flüssiger Unterlage ermittelten Resultate auf die Deutung der realen Verhältnisse in der Erdkruste hinsichtlich des Profiles der Falten gesagt ist, gilt so ziemlich auch hinsichtlich der Abstände und überhaupt der Verteilung der Falten, und z. B. mit der „mechanisch notwendigen“ Faltungsamplitude von so und so viel Kilometer verhält es sich nicht viel anders wie mit der „mechanisch notwendigen“ Form der „modifizierten Sinusoide“. Gewiß ist zutreffend, daß bei ungebrochenem Uferrande die Bildung der Faltenwellen parallel den Uferlinien zu erwarten ist; das sagt uns auch ohne große Ableitungen und ohne Zuhilfenahme der BAILEY WILLIS'schen

Vorstellungen über Eintritt der Faltung unter „kompetent strukture" die einfachste Überlegung über das Zustandekommen der Faltung in den Randzonen resistenterer und mobilerer Erdgebiete. Aber Lachmann berücksichtigt nun bei Entwurf seines Bildes nur das Niedersächsische Ufer, d. h. eine Uferlinie, die in Südhannover erst im Jura und damit nicht allzulange vor der kimmerischen Hauptphase der saxonischen Faltung erscheint. Das vom Niedersächsischen Ufer nach Süden begrenzte Niederdeutsche Becken ist aber doch nur der Rest eines einst viel größeren Geosynklinalgebietes, das auch die Hessische Senke in der langen Zeit von der oberen Dyas bis in den Jura hinein umfaßte. Auch in der Hessischen Senke lag, als die saxonische Faltung einsetzte, recht mächtiges Sediment vor dem Ostrande der Rheinischen Masse. Aber statt *nord-südlich* gerichteter Begleitfalten zu diesem Ostrande, der schon zur Zechsteinzeit erkennbar war, verlangt Lachmann, indem er in Niederhessen-Südhannover das zur Zeit der Faltung noch recht jugendliche Niedersächsische Ufer als allein faltungsbestimmend gelten läßt, *ost-westlich* gerichtete Falten und Überschiebungen.

Auf die angebliche Gesetzlosigkeit der saxonischen Faltung weist Lachmann gegenüber den Gesetzmäßigkeiten, die herrschen müßten, wieder hin. Aber sie ist durchaus nicht derart, wie Lachmann annimmt, und ich habe mich auch gar nicht, wie er sagt, bemüht, eine „Gesetzlosigkeit", sondern nur die Abweichungen vom Bilde normaler Biegfaltung zu erklären. Komplikationen und Eigenartigkeiten, wie sie im Gegensatze zu einer Faltung in freierer Bahn und in einem Boden mit relativ gefügiger Struktur bei der Faltung eines widersetzlicheren Untergrundes zwischen starreren Schwellen, — nicht zum wenigsten infolge Vergitterung der Faltungsrichtungen—, zustande kommen, sind noch keine „Gesetzlosigkeiten", nur sind die Gesetze nicht immer leicht erkennbar. Daß z. B. im Untergrunde der Lüneburger Heide und ihrer Randgebiete die tektonischen Erscheinungen durchaus nicht so gesetzlos sind, wie es früher geschienen haben könnte, glaube ich doch gezeigt zu haben,[7]) und daß das südlich davon liegende Bergland ganz ähnliche Gesetzmäßigkeiten aufweist, würde, wenn der Krieg nicht ausgebrochen wäre, an Hand einer neuen, mit Unterstützung der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen herauszugebenden tektonischen Karte in der geplant ge-

[7]) H. Stille: Der Untergrund der Lüneburger Heide etc. 1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins. 1911. S. 225 ff.

wesenen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Hannover im August 1914 ausgeführt worden sein.

Anläßlich seiner Einwendungen gegen die saxonische „Faltung“ aus der Faltenanordnung erklärt LACHMANN sodann die „Achsen“ des Teutoburger Waldes für „willkürlich kombinierte Hochlinien“ (l. c. S. 238). Er sollte einmal Schritt für Schritt die Querprofile durch die Achsenzonen legen, dann würde er schon bestätigt finden, daß die „Achsen“ die Punkte der jeweilig höchsten Heraushebung des Untergrundes ebenso verbinden, wie es die Sattellinien des normalen Faltengebirges tun. Daß man in einem Einzelfalle einmal verschiedener Meinung über die Fortsetzung und über die Zusammenhänge der Falten sein kann, gilt ebenso für das mitteldeutsche sogenannte Schollen-, wie für das „echte“ Faltengebirge. „Man beachte den gewunden-unregelmäßigen Verlauf der angeblichen Faltung und ihre Abhängigkeit von den Bruchlinien in Richtung und Entstehung“, so sagt LACHMANN. Bei einer Bruchfaltung sind die Bruchlinien in der Richtung abhängig von der Faltung, das liegt nun einmal im Wesen der Bruchfaltung, — aber mit der Abhängigkeit hinsichtlich der Entstehung dürfte die Sache sich wohl umgekehrt verhalten: nicht die Brüche bedingen die saxonische Faltung, sondern die saxonische Faltung bedingt die Brüche. Mit dem „gewunden-unregelmäßigen“ Verlaufe der Falten ist's nicht so schlimm, und wo sich derartiges zeigt, da erscheint die Faltung meist durch Spannungsauslösungen quer zum Streichen, wie sie sich bei der normalen Faltung etwa in den Sigmoiden ausdrücken können, beeinflußt. Man betrachte vergleichsweise das MÜHLBERG'sche Bild des Verlaufes der Sattelachsen im Schweizer Jura, dem Urbilde aller Faltengebirge, und man wird an dem „gewunden-unregelmäßigen“ Verlaufe der Eggefalten kaum noch Anstoß nehmen. Die Osning-Achse in ihrem Verlaufe östlich der Stadt Horn dürfte LACHMANN wohl besonders im Auge haben, aber gerade hier vollzieht sich die Umbiegung des Teutoburger Waldes aus der Nordrichtung (Egge-Gebirge) in die Nordwest-Richtung (Osning). Die Einzelheiten sind auf den Blättern Horn-Sandebeck und Steinheim der geologischen Spezialkarte von Preußen etc. ersichtlich. Gerade hier sind transversale Zerreißungen und Verschiebungen der Faltenzonen ohne weiteres erklärt, ja sogar nach gewissen Erfahrungen in den Faltengebirgen (z. B. Appalachien, Alpen) zu erwarten. Neuerdings hat KOSSMAT[8]) noch wieder Knickungen der Falten und transversale Verwerfungen und Überschiebungen aus dem alpino-dinarischen Grenzgebiete beschrieben und sie geradezu als integrierenden Bestandteil des tektonischen Bildes dort, wo starke Bogenkrümmungen vorliegen, bezeichnet.

---

[8]) F. KOSSMAT: Adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913, VI. Band, S. 61 ff.

III. Radiale und tangentiale Bewegung.

Nach LACHMANN bedingen reine Vertikalbewegungen — und zwar nach früherer Auffassung ausschließlich differenzielle Senkungen, neuerdings differenzielle Senkungen oder Hebungen (l. c. S. 243) — den Bau Norddeutschlands, und Vertikalbewegungen sind nach ihm „eine der Faltung ganz entgegengesetzte Kategorie“ von Vorgängen (S. 244). Diese strenge Scheidung von Vertikalbewegung und Faltung findet sich ja nun nicht nur bei LACHMANN. Bekanntlich hat E. SUESS[9]) die Bewegungen in dem Felsgerüste der Erde in horizontale oder tangentiale („d. i. schiebende und faltende“) und in vertikale oder radiale („d. i. senkende“) zerlegt, und im Sinne von E. SUESS pflegen unsere Lehrbücher „radiale“ und „tangentiale“ Vorgänge streng zu scheiden. Immer wieder wird dann, wie E. SUESS es getan hat, unser Schollengebirge als typisches Beispiel der „radialen“ Gebirgsbildung im Gegensatz zu den „tangentialen“ Wirkungen, die in der Faltung zum Ausdrucke kommen, angesprochen, — und das liegt natürlich daran, daß allein schon die ganze Erscheinung der Verwerfungen die Vorstellung der radialen Bewegungen so nahe legt. Aber darf man überhaupt Gebiete vertikaler Bewegungen und solche seitlichen Schubes so scharf scheiden, wie zu geschehen pflegt, wo doch in jeder Faltung auch eine radiale Bewegung zum Ausdrucke kommt? Was heißt es denn, wenn Schichten, die vor dem Faltungsakte tausende von Metern tief unter dem Spiegel einer Geosynklinale gelegen haben, nun nach der Faltung vielleicht um ebensoviel über diesem Niveau erscheinen und also mit der Faltung außer ihrer Seitenbewegung einen radialen Weg von vielen tausend Metern vollführt haben? Faltung ist doch eine Stauchung von Gesteinsmassen auf engeren Raum, und um hier Platz zu finden, schwillt die Gesamtmasse im vertikalen Profile an. Also steht die „radiale Bewegung“ durchaus nicht in dem immer wieder hervorgehobenen Gegensatze zur „Faltung“, ist vielmehr eine selbstverständliche Begleiterscheinung derselben. Während aber bei der normalen Biegfaltung auch der horizontale Zusammenschub kräftig einzusetzen pflegt, ist er bei der schwachen saxonischen Disjunktivfaltung, die gleich-

[9]) Vgl. Antlitz der Erde I. Dritter Abschnitt. Auch SUESS hat hierin schon Vorgänger gehabt.

falls Gesteinsmassen aus den Tiefen der Sedimentationsräume z. T. um tausende von Metern, und dabei differenziell, heraushebt, wenn auch vorhanden, so doch nur relativ gering und ganz besonders gering in so extremen Formen der saxonischen Faltung, wie wir sie z. B. in Niederhessen finden. Aber ebensowenig wie bei einer Biegfaltung ist bei einer Bruchfaltung der radiale Bewegungsvorgang die Folge eines Zuges in die Tiefe, — denn er ereignet sich im einen wie im anderen Falle gar nicht in abwärtigem, sondern in aufwärtigem Sinne. Die radial wirkende Kraft ist bei der Bruchfaltung keine andere wie diejenige, die auch die Zonen „echter" Faltung auftreibt. (Vgl. unten.)

Den Zusammenhang zwischen der „Zerlegung in Horste und Bruchfelder" und einer „allgemeinen Hebung" hat auch Löwl (Geologie, S. 159) erkannt. „Für diese Annahme spricht die starke Abtragung und die noch immer bedeutende Meereshöhe der Bruchfelder". Aber für die Auffassung Löwl's, daß die allgemeine Hebung vor der Zerlegung in Horste und Bruchfelder eintrat, kann ich in den so klaren und lehrreichen Verhältnissen des Niederdeutschen Beckens keinen Beweis finden. Die erste große Schollenbildung ist dort ja nach Ablagerung des Kimmeridge und vor derjenigen des Serpulits erfolgt, und in demselben Zeitintervalle ereignete sich auch die „allgemeine Hebung". Ganz entsprechend ist die Sachlage bei den übrigen Dislokationsphasen. Soweit wir also überhaupt zu einer genaueren Zeitbestimmung der Vorgänge imstande sind, haben wir nicht erst Hebung und dann Schollenauflösung, sondern Hebung mit Schollenauflösung. Die Denudation, aus der Löwl und ich auf die vorangegangene Hebung schließen, findet den Boden gehoben und zerstückelt vor.

Zu meinem Erstaunen lese ich in einer jüngst erschienenen Arbeit von H. Cloos[10]), daß nach meiner Auffassung

---

[10]) H. Cloos: Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. Rundschau 1916, Bd. 7, S. 42 ff.

Cloos zieht in Erwägung, ob nicht die mitteldeutschen Störungszonen durch alternierende Hebung und Senkung breiter Tafeln, die bei diesem Auf und Ab „aneinander wechselweise schmale Gesteinsstreifen abgeben", entstanden sein könnten. Dagegen ist schon geltend zu machen, daß die gleichen vertikalen Verschiebungen, die Cloos durch das Auf und Ab entlang Spalten erklärt, im Fortschreiten ohne Spalten- und Schollenbildung eingetreten sein können. Cloos glaubt auch am Egge-Gebirge für

d a n n in Schollen zerschlagen sei". Ich habe aber die entgegengesetzte Auffassung, nämlich die G l e i c h z e i t i g - k e i t von Faltung und Bruchbildung, immer wieder vertreten.

Auch darin kann ich mich LÖWL nicht anschließen, daß diese „allgemeine Hebung" (s. oben) „selbstverständlich" den epirogenetischen Störungen an die Seite zu stellen sei. Sie ist kein säkuläres, sondern ein episodisches Ereignis, das sich in dem kurzen

---

seine Vorstellung Beispiele zu finden. Hier sehen wir nun das Dislokationssystem, das für CLOOS in Frage kommt, unter der Kreide verschwinden und erkennen am Kreiderande klar, daß abgesehen von ganz schwachen Nachklängen die Bewegungen an den Spalten nur in einer einzigen, und zwar der kimmerischen (jungjurassischen) Dislokationsphase eingetreten sind; also müßte auch in dieser einzigen Phase das vielfache Auf und Ab sich ereignet haben und die „unversiegliche Quelle der Zerstückelung", die in der Wiederbelebung vorhandener Sprünge liegen soll, könnte also nur in dieser einen kurzen Dislokationsphase geflossen sein. Wir lesen aber weiter aus den Verhältnissen am Kreiderande nichts als differentielle Schollen h e b u n g e n während der Dislokationsvorgänge heraus, und auch die sog. Senkungsfelder sind gegenüber dem Zustande vor der Gebirgsbildung gehoben, denn nach derselben unterliegen auch sie der Denudation, vor der ihre Schichten bis dahin infolge tieferer Lage geschützt waren. Und wo sind denn für diese kilometerbreiten Dislokationszonen die beiden Großschollen im Osten und Westen, die beim Auf und Nieder sich die kleineren Schollen gegenseitig abgegeben haben? Sind das etwa im Westen die äußerste Randstaffel der Rheinischen Masse und im Osten die Borgentreicher Keupermulde? Und wie steht es mit dem Willebadessener Sprungsysteme? Da müßten ja wohl das Keuper-Jura-Senkungsfeld der südlichen Egge im Westen und das Keuper-Senkungsfeld der Borgentreicher Mulde im Osten die das Schollensystem erzeugenden Auf- und Abbewegungen ausgeführt haben! Und welche Kräfte haben die mit den Senkungen alternierenden differentiellen Hebungen der Großschollen bewirkt? Isostatischer Ausgleich für sinkende Nachbarschollen könnte nicht in Frage kommen, denn s i n k e n d e Nachbarschollen sind nicht da, vielmehr ist in der Phase der Gebirgsbildung die G e s a m t h e i t des in Schollen sich auflösenden Egge-Gebietes g e h o b e n worden. Letzteres hat CLOOS nicht ausreichend beachtet, sonst hätte er kaum das Bedürfnis empfunden, für E i n z e l hebungen kleiner Schollen eine so komplizierte Erklärung zu geben, — denn die Kraft, die das g e s a m t e Schollengebirge hochbewegt, wird auch wohl für die E i n z e l hebung kleiner, besonders stark vorangeeilter Schollen, auch wenn sie in und neben Gräben auftreten, ausreichend sein. Das Problem kommt also darauf hinaus, wie ich auch CLOOS gegenüber bemerke, die differentielle Hebung des Schollengebirges in seiner Gesamtheit zu erklären.

Dazu sind dem Autor gewisse Unrichtigkeiten sachlicher

Zeitintervalle abspielt, in dem auch der orogenetische Vorgang der Schollenbildung sich ereignete, und also gleich der Schollenbildung oder richtiger zusammen mit dieser ein **orogenetischer** Akt; — sie ist durchaus nicht der säkulären flachen, schildförmigen Verbiegung von Fennoskandia vergleichbar, die Löwl noch in demselben Absatze als weiteres Beispiel einer Hebung nennt.

IV. Kompression und sekundäre Lockerung.

Die Ansicht, die auch Lachmann vertritt, daß Vertikalbewegungen an sich schon eine der Faltung **entgegengesetzte** Kategorie von Vorgängen sind, ist, wie wir sahen,

Art unterlaufen. Unrichtig ist z. B. die „bekannte Regel" (S. 52), daß in Norddeutschland Tertiär fast nie auf Kreide, sondern meist auf älteren Formationen ruht und „daß also die Niedergebiete der Kreidezeit und der Tertiärzeit einander ausschließen oder ablösen". Zu dieser irrtümlichen Auffassung hat wohl die Tatsache geführt, daß in einer gewissen Übergangszone zwischen hannoverschem Gebirgslande und hannoverschem Flachlande das Tertiär weithin denudiert und oft nur über dem Salzgebirge, wo es infolge Nachsinkens über dem subterran abgelaugten Salzkopfe in geschützte Lage kam, erhalten geblieben ist. Weiter nördlich findet sich aber das Tertiär ebenso gut über den weiten Kreidemulden, wie über den schmalen Zonen älterer Gesteine. Übrigens ist auch über der Kreide der Hilsmulde und der Gronauer Mulde noch etwas Tertiär erhalten geblieben. Ebenso wie dieses „Beispiel größten Stiles" für oszillierende Hebungen und Senkungen versagt auch das Beispiel des Hilsgebietes. Das Gebiet der Hilsmulde (links der Leine) und dasjenige der Gronauer Mulde (rechts der Leine) sind sowohl in der kimmerischen, wie in jüngerer Phase der saxonischen Faltung **gehoben** worden, und zwar in ersterer Phase das Gebiet der Gronauer Kreidemulde, in letzterer das der Hilsmulde etwas stärker. Aber das sind doch keine oszillierenden Hebungen **und Senkungen**, sondern nur Hebungen! Zwischen beiden Hebungsphasen liegt natürlich die säkuläre Senkung des ganzen Niederdeutschen Beckens, die in der Sedimentation der Kreide zum Ausdruck kommt, aber diese Senkung ist für die schwebende Frage der Schollenbildung nicht heranzuziehen, denn sie ereignete sich ja nicht in Schollenform. Allerdings verwertet Cloos an zwei Stellen auch epirogenetische Vorgänge, um ein Auf und Ab, wie es in seinem Sinne für die Erzeugung des Schollengebirges nötig ist, zu demonstrieren, auf S. 52 z. B. das angebliche Auf und Ab des Bodens während des Anwachsens der Gesteine, von dem fast jede größere Schichtenfolge erzählen soll (betr. letzterer Ansicht vgl. H. Stille, Tekton. Evolutionen und Revolutionen, S. 7, Anm. 2). Solange man epirogenetische (säkuläre) und orogenetische (episodische) Vorgänge nicht scharf unterscheidet, kann man sehr leicht zu falschen Auffassungen über das Zustandekommen tektonischer Bilder gelangen.

abzulehnen, denn jede Faltung — vielleicht abgesehen von rein horizontalen Deckenüberfaltungen, denen aber auch eine Heraushebung der Massen vor ihrer seitlichen Verfrachtung vorangegangen war —, ist mit vertikaler Hebung verknüpft. Entscheidender ist, ob zu der vertikalen Bewegung ein horizontaler Zusammenschub hinzukommt, — und diesen stellt LACHMANN bei der saxonischen Gebirgsbildung in Abrede und berechnet sogar am Egge-Gebirge, allerdings nach einer sehr anfechtbaren Methode, eine Dilatation des Untergrundes von 6,6 %.

LACHMANN geht dabei von den zeichnerischen Profilen aus, die den von mir aufgenommenen Spezialkarten des südlichen Egge-Gebirges (Lief. 147 der geol. Spezialkarte von Preußen) beigegeben sind, — und daß diese die Vorstellung der seitlichen Pressung, die in den „Erläuterungen" zu diesen Spezialkarten nachdrücklich vertreten ist, nicht durchweg veranschaulichen, ist richtig. Aber wer selbst einmal in Deutschland Gebiete von gestörtem Bau bis in alle Einzelheiten untersucht und geologisch aufgenommen hat, der weiß, wie selten, solange nicht etwa Tiefbohrungen vorliegen, wirklich sichere Aufschlüsse über das Einfallen der als Linien an der Tagesoberfläche zu verfolgenden Verwerfungen zu erlangen sind; wieviel glücklicher ist man in dieser Hinsicht in den Alpen bei der großen Tiefe der sichtbaren Vertikalprofile daran! Und solange es nun bei den Profildarstellungen zu den geologischen Spezialkarten üblich ist, die Dislokationen mit normalem Fallen anzugeben, soweit man sie nicht sicher als widersinnige Verwerfungen (sogenannte „Überschiebungen") erkannt hat, und solange der Maßstab der Profile zu klein gewählt ist, um innerhalb der einzelnen Schollen die Eintragung all der vielen Spezialfältelungen zu gestatten, die den Unterschied zwischen den vor und nach der Faltung von einer Schicht eingenommenen Räumen erst so recht demonstrieren würden, solange besteht die Gefahr, daß das Profil durch ein „Schollengebirge" den Zusammenschub des Untergrundes nicht oder nur höchst abgeschwächt zum Ausdruck bringt. Vielleicht wäre es besser gewesen, wenn ich trotz der dabei unvermeidlichen maßstäblichen Ungenauigkeiten allerlei Spezialfaltungen und -fältelungen, wie die Aufschlüsse sie so oft zeigen, in den Profilen angegeben hätte, aber der Zweck der Profilserie war ja schließlich nur, die Gruppierung des ganzen Schollensystems nach den Achsen des Egge-Osning-Bogens zu veranschaulichen. Mit der Begründung „Profile lügen!" soll sich ja wohl E. BEYRICH früher gegen die Beigabe von Profilen zu den geologischen Spezialkarten der Preuß. Geolog. Landesanstalt gewehrt haben, — und mit diesem Urteile hatte BEYRICH nicht so ganz unrecht, besonders in Bezug auf die ihm vorschwebenden Verhältnisse Mitteldeutschlands, wo Einblicke in die Tiefe nur so selten zu erhalten sind. Und

doch können wir die Profile zur Veranschaulichung der Lagerungsformen der dislozierten Gesteinsmassen nicht gut entbehren, —, aber man erwartet auch, daß wenigstens der Geologe, der sie liest oder gar zu weiteren Schlußfolgerungen benutzt, Wahrheit und Dichtung unterscheidet. LACHMANN nimmt allerdings die Profile in allen ihren Einzelheiten als bare Münze und ermittelt in einem Einzelfalle aus der unzureichenden zeichnerischen Darstellung statt der Kompression eine Dilatation, und zwar, wie schon gesagt wurde, von 6,6%. Und diese Zahl wird dann noch (l. c. S. 243 Anm.) in einer Tabelle als Wert der negativen Kompression (Zerrung) an der ganzen Egge verwertet und ich werde sogar als ihr Urheber genannt. Selbstverständlich brauchte nur ein Teil der Verwerfungen, wie nach Erfahrungen, die an anderen Stellen oft genug gemacht sind, wahrscheinlich ist (vgl. auch unten), widersinnig einzufallen und es brauchten nur die Spezialfältelungen der Schollen dargestellt zu sein, und die Rechnung wäre über den Haufen geworfen und die Kompression käme auch in dem gerade von LACHMANN benutzten Profile zum Ausdruck. Wie häufig Überschiebungen im Untergrunde Mitteldeutschlands vorhanden sind, — auch an Stellen, an denen man sie gewiß von vornherein nicht erwartete, — zeigen ja immer wieder die Tiefbohrungen,[11]) und sicher fällt auch ein Teil der Eggebrüche widersinnig ein. Für den „Borlinghauser Abbruch“ (vgl. Blatt Peckelsheim der geol. Spezialkarte) ließ sich das an einem sehr glücklichen neuerlichen Aufschlusse feststellen, den ich den Teilnehmern an der für August 1914 von der Deutschen Geologischen Gesellschaft geplant gewesenen, aber wegen Kriegsausbruches nicht zustande gekommenen Exkursion zum Egge-Gebirge vorzuführen gedachte. Am Osthange der Egge schiebt sich nämlich westlich von Borlinghausen, und zwar etwas südlich von der Borlinghauser Quelle, eine früher nicht feststellbar gewesene, jetzt aber aufgeschlossene kleine Scholle von Trochitenkalk zwischen die Scherfelder Staffel (Röt-Wellenkalk) und den Lias des südlichen Egge-Senkungsfeldes ein und fällt dabei widersinnig unter den Wellenkalk.

An den Borlinghauser Abbruch knüpfte sich bisher das Interesse schon deswegen, weil er erstens einer der wichtigsten Abbrüche am Nordostrande der Rheinischen Masse ist und weil sich zweitens an ihm besonders schön die diskordante Über-

[11]) Auf die durch Tiefbohrungen festgestellte Häufigkeit der Überschiebungen im deutschen „Schollengebirge“ hat auch O. GRUPE (diese Zeitschrift f. 1914, Monatsber. S. 361—363) hingewiesen und sich dabei gleichfalls gegen den Versuch LACHMANN's gewandt, auf die von mir gegebenen Egge-Profile Einwendungen gegen die saxonische „Faltung“ zu begründen. Sehr charakteristisch ist das von GRUPE mitgeteilte widersinnige Einfallen der streichenden Störungen im Sattel des Hildesheimer Waldes.

deckung der Bruchzonen durch die flachliegende Untere Kreide erkennen läßt. Wenigstens an einer Stelle ist nun auch noch an ihm die Überschiebung auf das nordöstlich angrenzende „Senkungsfeld“ angedeutet.[12])

Man hat ja nun die tektonischen Bilder des mitteldeutschen Schollengebirges als Erscheinungen einer Zerrung des Bodens deuten wollen, — ja oft genug ist in der Literatur jede „radiale“ Bewegung an Verwerfungen als die Folge einer Zerrung im Gegensatze zu der Faltung als der Folge einer Kompression angesprochen worden; „Folding is due to compression, faulting to tension“, — so sagte z. B. T. M. READE[12]) im Jahre 1903. Daß nun aber Zerrung nicht das Grundprinzip der Entstehung des deutschen Schollengebirges sein kann, ergibt sich, ganz abgesehen von all den tektonischen Formen, die auf Stauung hinweisen, schon daraus, daß sich die ganze Gebirgsbildung unter einer Aufwärtsbewegung der von ihr betroffenen Massen vollzogen hat. Daß aber trotzdem unter lokalen Verhältnissen Dilatationen vorgekommen sein mögen, ist nicht in Abrede zu stellen, und auch an der Egge gibt es inmitten der Faltungszone vielleicht einmal „Zerrungsgräben“, wie ich auch schon früher angenommen habe. Verschiedene Verhältnisse können m. E. in Frage kommen, die geeignet sind, lokale Auflockerungen und gar Dilatationen innerhalb durch Faltung hochbewegter Gesteinsmassen zu erklären, — aber in solchen Fällen ist doch die Zerrung wenigstens mittelbar das Ergebnis der Faltung. Hier möchte ich nur drei Möglichkeiten erörtern, die vielleicht gerade in der Randzone des Niederdeutschen Beckens, z. B. im Egge-

---

[12]) Ich nenne bei dieser Gelegenheit als weiteres Beispiel eines widersinnig einfallenden Bruches, der bisher sicher in jedem Profile mit normalem Einfallen angegeben worden wäre, den südlichen Randbruch der in der geologischen Literatur schon oft erwähnten „Kleperspalte“ bei Göttingen (vgl. Blatt Göttingen der geol. Spezialkarte von Preußen, aufgenommen von A. v. KOENEN), eines einige hundert Meter breiten, hercynisch gerichteten Streifens von Keuper inmitten von schwach sattelförmig gestelltem Muschelkalk. Ein beim „Hainholzhof“ in der Böschung der von Kriegsgefangenen neu angelegten Fahrstraße entstandener Aufschluß, den ich auf einer Urlaubsreise zu Gesicht bekam, zeigt nämlich, daß der Mittlere Muschelkalk, der den Graben im Süden begrenzt, flach (etwa unter 25°) auf den bunten Keupermergel der Kleperspalte aufgeschoben ist.

[13]) T. M. READE: The Evolution of Earth Strukture with a Theory of Geomorphic. Changes. London 1903. S. 212.

Gebiete, eine gewisse Lockerung des Faltenbaues verursacht haben könnten.

Die erste Möglichkeit ist diejenige „supramarginaler“ (margo = Rand, Rahmen) Lockerung. Die Faltung setzt neben dem Rahmen ein, der bei der Faltung als starre Masse wirkt. Aber die Falten erheben sich mit Fortgang des Faltungsprozesses auch über das Niveau der Rahmen, und in dem Maße, wie dieses geschieht, verschwächt sich in ihnen der Druck und vermag sich unter Umständen das Gefüge der Falten, namentlich wenn die Hangendlast nicht groß ist, zu lockern. Gerade dieses darf man vielleicht nicht ganz außer acht lassen, wenn man Überlegungen über Stärke der seitlichen Kompression in einer rahmennahen Zone nach den Lagerungsverhältnissen in dieser Zone anstellt. Man wende nicht ein, daß die saxonischen Falten an der heutigen Erdoberfläche überall in dem Niveau des Rahmens und nicht über diesem liegen; das ist die Folge ihres Wiederversinkens infolge Wiederaufnahme der Evolution[14]) bald nach der Faltungsphase. Auf dieses baldige Wiederversinken der saxonischen Falten habe ich schon mehrfach hingewiesen, — aus einfachen Tatsachen erkennen wir es, z. B. hinsichtlich der kimmerischen Falten der Egge aus ihrer Wiederüberdeckung nach subaërischer oder wenigstens im Niveau des Meeresspiegels erfolgter Einebnung durch die mächtigen Sedimente der Unter- und Oberkreide, von deren einstiger Verbreitung über die vorkretacischen Falten hinweg einzelne Kreideschollen noch östlich von der Egge Zeugnis ablegen.

Daß Gesteinsmassen aus Niveaus starker seitlicher Kompression herausgehoben werden und dann in höheren Niveaus Ausweichmöglichkeiten entgegengesetzt zum Sinne des in der Tiefe herrschenden Druckes gewinnen, — wie in kleineren Verhältnissen für die Randzone der saxonischen Faltung in Erwägung zu ziehen wäre —, würde sich ja ganz allgemein bei der Entstehung einseitiger Falten in der Randzone der alten Massen zeigen, soweit sich eben zur Erklärung der Einseitigkeit ein Vorschieben und Überquellen der aufwärts bewegten Falten über ihre Rahmen, wie ich das im Jahre 1913 zu veranschaulichen versucht habe, annehmen läßt, und würde sich unter der gleichen theoretischen Annahme in großartigsten Verhältnissen in

---

[14]) H. Stille: Tekton. Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Leipzig 1913. S. 26.

der ganzen Erscheinung der alpinen Decken, speziell in ihrer weiten Vorwärtsbewegung gegen die Richtung des Tiefendruckes nach erfolgter Herausquetschung aus ihrer Wurzelregion, ergeben. Während in der Tiefe neben den Rahmen Einengung herrscht, gewinnen die hochbewegten Falten in den supramarginalen Regionen wieder seitlichen Spielraum. Als Folgeerscheinung dessen sind sogar — zunächst rein theoretisch — lokale Zerrungserscheinungen innerhalb eines an sich schon ziemlich lockeren Systems hochbewegter Falten denkbar und rein theoretisch kann schon auf Grund dieser Möglichkeit nicht zugegeben werden, daß die scheinbar so gegensätzlichen Begriffe „Zerrung" und „Faltung" einander unter allen Umständen ausschließen müßten. Namentlich dann, wenn die Hangendbelastung gering ist, werden in den aufwärts bewegten Massen klaffende Risse entstehen und in diese auch Einsenkungen erfolgen können, — das wäre ein Fall von „Zerrung aus Faltung". Und sind die Vorbedingungen für einen derartigen, zunächst rein theoretisch erörterten Fall supramarginaler Auflockerung nicht an der Egge vorhanden? Daß die Eggefalten, die wir heute als Unterlage der Kreide antreffen, einst viel höher gelegen haben, wurde schon hervorgehoben, und daß die Hangendbelastung sehr gering war, zeigt sich daran, daß an der Zusammensetzung der Falten der bei ihrer Entstehung noch unbedeckt gewesene Jura teilnimmt.

Die zweite Möglichkeit einer sekundären Lockerung innerhalb der von der Faltung betroffenen Gesteinsmassen gründet sich darauf, daß ja bestimmte Faltenzonen weit vertikal voraneilen und schließlich nicht mehr derartig durch Nachbarmassen eingeengt und eingeschlossen sind, wie in tieferer Lage; das kommt wieder besonders in Fällen der Faltung ohne nennenswerte Bedeckung in Frage.

Drittens sind, worauf schon VAN WERVEKE[15]) hingewiesen hat, bei der Faltung von geringmächtigen Schichttafeln, die ein schon vorher gefaltetes und deshalb starreres Grundgebirge überdecken, „die jüngeren Schichten gezwungen, sich dem sich aufwölbenden älteren Kerne anzupassen und ihre Oberfläche zu vergrößern. Das geschieht durch Zerreißungen, durch Verwerfungen . . . ."

Weitere Möglichkeiten der Auflockerung oder gar Zerrung bei orogenetischen Vorgängen mögen bei anderer

[15]) VAN WERVEKE: Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1910. S. 25.

Gelegenheit erörtert werden. Für heute genügt es, gezeigt zu haben, daß lokal einmal auftretende Dilatationen, wie LACHMANN sie, allerdings auf unzureichender Grundlage, an der Egge erkannt zu haben glaubt, an sich noch nicht der ganzen Vorstellung der Entstehung des saxonischen Schollengebirges durch seitlichen Druck den Boden entziehen könnten.

V. Bruchfaltung und Biegfaltung.

Vergleichen wir die saxonische Disjunktivfaltung mit einer normalen bruchlosen Faltung, etwa derjenigen des Schweizer Juras, so ist zunächst folgendes festzustellen:

1. Die saxonische Faltung steht nicht zurück hinsichtlich des Ausmaßes der vertikalen Bewegungen innerhalb der gefalteten Massen, — im Gegenteil sind die gegenseitigen vertikalen Verschiebungen der einzelnen Teile vielfach ungewöhnlich groß.
2. Bei der saxonischen Faltung ist gegenüber diesen starken vertikalen Verschiebungen das Ausmaß des horizontalen Zusammenschubes recht gering.

Wenn wir nun, wie wohl richtig ist, den Faltungs*grad* allein nach der Raumeinengung bezeichnen, so ist die saxonische Gebirgsbildung als Gesamtphänomen eine recht schwache Faltung, — denn bei bruchloser Faltungsform hätte sich die gleiche Einengung durch eine schwache Wellung von viel geringerer Faltenhöhe erzielen lassen. Sie ist eine Faltungsart, die relativ geringe Leistungen in horizontalem (einengendem) Sinne, um so größere hinsichtlich vertikaler Verschiebungen vollbringt. Statt der einfacheren bruchlosen Verbiegung scheint nun aber die mit so starken Schollenverschiebungen verknüpfte disjunktive Faltungsform deswegen eingetreten zu sein, weil die Widerstände in dem relativ spröden Boden *gegen Verbiegung recht stark, gegen Schollenbildung und Schollenverschiebung relativ gering* waren.

Aus dem erheblichen Faltungswiderstande des Untergrundes ergibt sich aber nicht nur 1.) die Wahl derjenigen Faltungsform, die möglichst wenig Verbiegungsarbeit erfordert, sondern auch 2.) der geringe Grad der Faltung. Der die weitesten Teile des westlichen und mittleren Europas umfassende große variscische Rahmen der alpinen Faltungs-

region war eben trotz der stellenweise tief eingesunkenen und etwas mobileren Spezialbecken[16]), innerhalb deren die saxonische Faltung sich in der Hauptsache abgespielt hat, *in seiner Gesamtheit* doch von relativ großer Resistenz geblieben.

Sehen wir ab von magmatischen Auftreibungen, über deren Bedeutung die Meinungen noch sehr geteilt sind, so sind als Haupttypen von Hebungsvorgängen zu unterscheiden:

1. *epirogenetische Hebungen* („Schwellenhebungen"), d. h. die *säkulären* Hebungen größerer Einheiten, als deren typische Beispiele der Jetztzeit und Vergangenheit der Baltische und der Kanadische Schild genannt sein mögen;
2. *orogenetische Hebungen* („Faltungshebungen", „Schollenhebungen"), die sich in den orogenetischen Phasen ereignen.

Die epirogenetischen Hebungen sind „kontinentaler", die orogenetischen differenzieller Art. Unter die orogenetischen Hebungen fällt das Aufsteigen der Faltengebirge aus den Geosynklinalen. Wir erklären es durch den lateralen gebirgsbildenden Druck, der in der ganzen Einengung auf schmäleren Raum und in all den tektonischen Formen, zu denen die Faltung führt, zum Ausdrucke kommt.

Eine orogenetische Hebung solcher Art ist auch das Aufsteigen der zerrissenen deutschen Falten gewesen. Die neben der Hebung vorhandene Kompression findet ihren Ausdruck in dem Bilde der Sättel und Mulden, in den Überschiebungen und in sonstigen Erscheinungen der Stauung der Massen. Oder wie denkt sich LACHMANN, der zwar jetzt

---

[16]) E. SUESS neigt allerdings der Ansicht zu, daß die Einsenkungen im Gebiete des variscischen Rahmens die Ursache seiner *Erstarrung* seien (vgl. u. a. Antlitz der Erde, III, Teil 2. S. 720). Aber den Senkungen folgt doch im allgemeinen die Sedimentation und diese bringt flache, mobile Schichttafeln dorthin, wo vor der Senkung resistenteres, variscisch gefaltetes Grundgebirge lag, und so finden wir ja auch die relativ mobilen Zonen innerhalb des variscischen Gesamtrahmens gerade dort, wo die Senkungen eingetreten waren. Ich meine also entgegen der SUESS'schen Auffassung, *daß Senkungen innerhalb einer größeren und bereits gefalteten Einheit nicht zur Erstarrung führen, sondern umgekehrt neue Mobilität und neues tektonisches Leben in vorher starrere Zonen hineintragen.*

Auf diese Verhältnisse komme ich an anderer Stelle zurück.

die differenzielle Heraushebung zugibt, sie aber immer noch aus rein vertikal wirkenden Kräften erklären will, die Art und Wirksamkeit dieser Kräfte? Mit den a b w ä r t s wirkenden Kräften des Senkungsmechanismus und auch damit, daß sie in Ausnahmefällen einmal eine Pseudofalte —, sei es als „Senkstreifen mit Flexurbegrenzung" („Pseudomulde"), sei es als „Sattelgrate", d. h. als stehenbleibende Zone mit Flexurbegrenzung („Pseudosattel"). — schüfen, hätte sich, wenn die Unrichtigkeit des Senkungsmechanismus nicht dur h die Aufwärtsbewegung der sogenannten Senkungsfelder widerlegt wäre, die Vorstellung zur Not abfinden können; aber wie soll man sich eine episodisch wirkende h e b e n d e Kraft, die sich von Scholle zu Scholle verschieden stark äußert, anders vorstellen, denn als die hebende Kraft, die auch bei der „echten" Faltung wirkt"? Bisher, so auch auf der Greifswalder Tagung, lautete die Fragestellung: S e n k u n g o d e r F a l t u n g bzw. S e n k u n g o d e r F a l t u n g u n d H e b u n g; LACHMANN will ihr, nachdem er die Unrichtigkeit der Senkungsvorstellung eingesehen hat, die Wendung: S e n k u n g u n d H e b u n g (V e r t i k a l b e w e g u n g) o d e r F a l t u n g geben, und das erweckt bei Fernerstehenden vielleicht den Anschein, als ob sich bei ihm keine wesentliche Sinnesänderung vollzogen hätte, denn statt der Senkung wird jetzt die Vertikalbewegung verteidigt. Ja, die Ausführungen LACHMANN's auf S. 230 seines Aufsatzes könnten sogar den Glauben erwecken, daß ich mich „zugunsten der Faltungsidee" gegen die Vorstellung von V e r t i k a l b e w e g u n g e n g a n z a l l g e m e i n gewandt hätte, während ich „zugunsten der Faltungsidee" natürlich nur gegen die a b w ä r t i g e n Vertikalbewegungen Stellung genommen und die a u f w ä r t i g e n nachdrücklichst vertreten habe. Aber die alte Fragestellung S e n k u n g o d e r F a l t u n g u n d H e b u n g muß aufrecht erhalten bleiben und sie ist mit Zugabe der differenziellen a u f - w ä r t i g e n Vertikalbewegung auch z u g u n s t e n d e r F a l t u n g entschieden —, solange nicht in irgendwie plausibler Weise auseinandergesetzt ist, wie eine andere wie die laterale „faltende" Kraft die Schollenzonen unter Zusammenstauchung derselben aufwärts bewegt haben soll. Wenn LACHMANN früher jede differenzielle Hebung schon an sich nachdrücklich bestritt, so entsprang das offenbar der Unmöglichkeit, eine Vorstellung über das Zustandekommen derselben, — außer durch seitlichen Druck, und dieser wurde ja von vornherein abgelehnt —, zu gewinnen.

Und zum Schluß sei es nochmals zusammengefaßt:

Die Hochbewegung gewisser relativ mobiler Erdzonen gegenüber dem ozeanischen Spiegel und gegenüber den als Rahmen auftretenden stabileren Massiven, die Entstehung von Sätteln und Mulden und sonstigen auf Raumeinengung hinweisenden Formen in den aufsteigenden Gesteinsmassen, das Eintreten des hebenden und faltenbildenden Vorganges in ganz bestimmten und eng umgrenzten zeitlichen Phasen, und zwar in den gleichen, in denen auch die „echten" Faltengebirge entstehen, — das alles hat die saxonische Gebirgsbildung mit der Biegfaltung gemeinsam. Das sind aber diejenigen Verhältnisse, die wir im Faltengebirge durch einen episodischen seitlichen Zusammenschub erklären. Abweichend ist der im Verhältnis zum Ausmaß der Vertikalverschiebungen geringere Betrag des Zusammenschubes und das Auftreten von Verwerfungen in einem im typischen Faltengebirge nicht zu beobachtenden Umfange, vielleicht auch ein höheres Maß von Vergitterung und sonstiger gegenseitiger Beeinflussung von Faltungsvorgängen verschiedener Richtung, als man im normalen Faltengebirge zu finden pflegt, — aber alles das sind nur graduelle Unterschiede gegenüber dem normalen Faltungsbilde, die sich z. T. (geringer Zusammenschub, Rißbildung) aus der größeren Resistenz des saxonischen Bodens, z. T. aus sonstigen speziellen Verhältnissen der vorangegangenen Evolution erklären. Und endlich übersehe man nicht, daß zwischen der saxonischen Bruchfaltung und der reinen Biegfaltung, mögen die extremen Formen auch recht abweichend sein, doch die Zwischenformen der Gebirgsbildung durchaus nicht in der Erdkruste fehlen.

VI. Diaklase und Paraklase.

In „Diaklasen" und „Paraklasen" hat bekanntlich DAUBRÉE die Risse im Boden eingeteilt, und E. SUESS[17]) hat treffend die Diaklasen („Gare") als „Disjunktionen aus Spannung", die Paraklasen als „Disjunktionen aus örtlicher Bewegung" definiert. Für SUESS (l. c.) sind nun die Sprünge des deutschen Bodens trotz der an ihnen eingetretenen Verschiebungen keine echten Paraklasen, sondern, wie man in

[17]) E. SUESS: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1913. Bd. VI. S. 13 ff.

seinem Sinne sagen könnte, „Pseudoparaklasen“, nämlich von Haus aus Diaklasen, an die sich nur „die Merkmale von Paraklasen, d. h. tektonische Senkungen, Überschiebungen oder Faltungen in der Weise gefügt haben, daß der Ursprung zweifelhaft wird“. Kennzeichnend in diesem Sinne ist für SUESS der Umstand, daß die tektonischen Linien sich zu Einheiten vereinigen, deren Grundriß dem sonstigen Bau des Landes fremd sein soll. Dem kann nicht zugestimmt werden. Ist die saxonische Gebirgsbildung samt ihren Brüchen auch fremd gegenüber dem variscischen Untergrunde, so liegt doch ein langer Zeitraum zwischen der variscischen und der saxonischen Faltung, und die Evolution in dieser langen Zeit kennzeichnet die nachfolgende saxonische Faltung samt ihren Brüchen als keine fremde, sondern eine durchaus bodenständige Erscheinung. Wie nämlich ganz allgemein die vorangehende Evolution des Bodens (epirogenetische Vorgänge) die Erscheinungen der nachfolgenden Erdrevolutionen (orogenetische Vorgänge) bedingt, so hatte sie eben in dem langen Zeitraume zwischen der variscischen und der saxonischen Faltung einen Weg genommen, an dessen Ende die Abtrünnigkeit der letzteren sozusagen zu einer Selbstverständlichkeit wurde. Die saxonische Gebirgsbildung verläuft ja nur östlich der Elbe und lokal in linksrheinischen Gebieten „posthum“, im übrigen aber „renegant“ (abtrünnig)[18]) zur variscischen; doch renegant in

---

[18]) Die Bezeichnung „posthum“ hat ja E. SUESS (Antlitz der Erde II. S. 147) für eine Gebirgsbildung gegeben, die alte Linien vorangegangener Faltungen wieder aufnimmt, die also, wie ich kurz sagen möchte, „nach alter Art“ oder, wie LÖWL (Geologie, S. 176) sich ausgedrückt hat, nach einer gewissen und immer wieder durchbrechenden „erblichen Anlage“ erfolgt; für tektonische Vorgänge, die im Gegensatze hierzu neue Richtungen wählen, die sich also von der Tradition lossagen, gebrauche ich die Bezeichnung „renegant“ („abtrünnig“).

„Renegant“ ist, um bei den Verhältnissen Europas zu bleiben, außer der saxonischen Faltung westlich der Elbe z. B. die Faltung der Betischen Kordillere gegenüber dem armorikanischen Streichen in der Spanischen Meseta nördlich des Guadalquivir, die tertiäre Faltung Asturiens gegenüber der paläozoischen, die Karpathenfaltung gegenüber den variscischen Sudeten usw. Es ist in diesen Fällen leicht zu zeigen und kann wohl als allgemeines Gesetz gelten, **daß die renegante Faltung eine Folgeerscheinung vorangegangener reneganter Undation ist** (s. oben). Ähnlichen Gedankengängen ist auch schon E. HAUG (Géosynclinaux et Aires Continentales, Bull. Soc. Geol. de France, III. Série, Bd. 28, 1900) gefolgt, indem er die Ursache der

diesem Sinne war auch schon die vorangegangene Undation, und zwar leitete sich der Umschwung aus dem variscischen zum saxonischen Bewegungssinne bereits am Ende des Paläozoikums ein als Folge gewisser damals gegebener Verhältnisse, unter denen eine Versteifung bestimmter Zonen eine besondere Rolle spielt. Auf diese für das Verständnis eines der auffälligsten Züge in der Tektonik des außeralpinen Mitteleuropas, nämlich des Renegatentums der jüngeren Gebirgsbildung, und ferner wohl für die ganze Frage der posthumen und reneganten Faltung so bedeutsamen Verhältnisse komme ich an anderer Stelle zurück.

Jedenfalls erscheint mir das SUESS'sche Kennzeichen dafür, daß die „Rheinbrüche" und „Donelbebrüche" oder, wie SUESS früher sagte, die „afrikanischen" und „asiatischen" Linien im deutschen Boden von Haus aus Diaklasen und keine echten Paraklasen seien, hinfällig.

20. Beiträge zur Geologie des Niederrheines.

Von Herrn A. QUAAS.

VI.

Das geologische Profil der „Gemeindegrube Neuwerk" im Viersener-Horst.

Hierzu 1 Textfigur.

Von den zahlreichen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen im Viersener-Horste bietet das meiste geologische Interesse derjenige der etwa halbwegs zwischen

---

posthumen Gebirgsbildung darin erblickte, daß die jüngere Geosynklinale parallel zur älteren geht, während er andererseits auf Fälle hinwies, in denen die Achse der jüngeren Geosynklinale von der der älteren Falten abweicht. Das Problem der abtrünnigen Gebirgsbildung, das man bisher kurzerhand mit der Annahme einer Richtungsänderung des faltenden Druckes abzutun pflegte, verschiebt sich also auf die Erklärung der Ursachen für die Neuorientierung der Undation, d. h. also im wesentlichen der epirogenetischen Erscheinungen, die der reneganten Faltung vorangegangen sind.

München-Gladbach und Viersen gelegenen Sand- und Kiesgrube „Gemeinde Neuwerk“[1]).

Er zeigt das geschlossenste Profil der dortigen Gegend. Namentlich werden in ihm die Diluvialschichten in selten guter Ausbildung, sowie in lückenloser Aufeinanderfolge angefahren[2]).

Die Grube liegt in der Ostflanke des Horstes, ihre Oberkante in Höhe der Hauptterrassen- (= Horst-) Oberfläche (= 71 m ü. NN), ihre untere Abbausohle in rund 62 m Meereshöhe[3]), eine obere etwa 5—6 m darüber.

Der Hauptabbau erfolgt vom Oststeilrande des Viersener Horstes her in O-W-Richtung, also nach dessen Kern zu. Er ist zurzeit soweit vorgerückt, daß er mit der Grubenoberkante die Horst- und damit die Hauptterrassenoberfläche erreicht hat.

Neuerdings (seit 1913) werden die verschiedenartigen Sande und Kiese auch in Richtung des Nordstoßes gewonnen. Das Profil dieser Grubenwand ergänzt, wie zu zeigen sein wird, dasjenige des Hauptstoßes in recht günstiger Weise.

A) Der Gesteins-Aufbau

des Grubendurchschnittes ist im einzelnen der folgende: Im Hauptstoße treten unter der 2—3 dm dünnen Decke eines graugelben, feinsandigen, fast schichtungslosen Tones 4—5 m mächtige, stark lehm- und eisenhaltige Grob-, Mittel- und Feinkiese auf, mit denen gröbere und feinere Sande wechsellagern. Die in der Hauptsache gelbrot gefärbten Absätze sind durchgängig deutlich und zwar vorwiegend horizontal geschichtet. Zarte Fiederung und schöne, ungleichförmige Parallelstruktur weisen im allgemeinen bloß die Sande auf. Zusammen mit der raschen und häufigen

---

[1]) Man erreicht sie mit der Bahn am besten vom Haltepunkt Helenabrunn aus, am bequemsten mit der (elektrischen) Vierstädtebahn München-Gladbach—Viersen durch Fahrt bis zum Haltepunkt Groß-Heide. Auf dem dort von der Kunststraße östlich abzweigenden Feldwege gelangt man nach etwa 1/4 stündiger Wanderung unmittelbar in die Grube.

[2]) Am schönsten aufgeschlossen war dieser Grubenweststoß in den Jahren 1910—12. — In dieser Arbeit erfolgt die Profilbeschreibung nach dem Stande der Abbauarbeiten im Frühjahr (Ostern) 1914.

[3]) Vgl. dazu A. QUAAS: „Ein neuer Feinsandhorizont (= Viersener-Stufe) im Diluvium.“ Beitr. z. Geol. d. Niederrh. V. D. Z. Bd. 68, 1916. Mtsber. Nr. 11. S. *239*.

Änderung der Gesteinskorngröße beweisen sie, daß zur Zeit der Aufschüttung dieser Schichtenfolgen Schuttführung und Stromstrich, damit also Strömungsstärke und -richtung des sie niederschlagenden Fließwassers öfters und schnell wechselten.

Im Aufschluß bleiben die Sande und Feinkiese auf die mittleren Lagen beschränkt. Die Grobkiese begrenzen sie nach oben und nach unten. Dabei sind die Schotter der hangenden Schichten im allgemeinen etwas gröber ausgebildet, als diejenigen der liegenden. Letztere erscheinen zugleich heller, z. T. grau gefärbt. Sie sind lehm- und eisenärmer, dafür quarzreicher.

Mit scharfer Grenze setzt gegen sie wie gegen die tiefer folgenden Kiese und Sande, die 2—4 dm starke Bank eines grüngrauen Feinsandes ab, die in voller Grubenbreite anhält[3a]). Die Sande lagern horizontal und zeigen nur schwache, gleichsinnige Schichtung.

Die unter ihnen folgenden mittelgroben Kiese und Sande sind durchgängig heller, als die eben erwähnten, und zwar im allgemeinen grau gefärbt.

Sie erweisen sich als l e h m f r e i und e i s e n a r m. Die helle Farbe verdanken sie ihrem hohen Quarzgehalte, der schätzungsweise 70—80 v. H. beträgt, während er in den gelbroten Kiesen und Sanden im Durchschnitt nur 50 bis 60 v. H. ausmacht. Die Sande und die feineren Kiese überwiegen gegenüber den gröberen Absätzen. Letztere bilden im ganzen nur die Basisschichten. Aus ihnen, wie aus den groben, gelbroten Schottern, stammen in der Hauptsache die zahlreichen großen Gesteinsblöcke und Gerölle, die in Höhe der unteren Abbausohle aufgehäuft am Grubeneingange liegen.

Die gut geschichteten hellen Sande und Kiese zeichnen sich durch deutliche, vorwiegend steil nordöstlich, also rheintalwärts, gerichtete Diagonalschichtung aus. —

Scharf setzt gegen sie in ihrem Liegenden eine in mittlerer Breite des Grubenweststoßes etwa 6—8 dm mächtige Feinsandschicht ab. Sie ist gewöhnlich nicht aufgeschlossen. Die hellgelben, stark eisenschüssigen Feinsande mit starkem Glimmergehalt auf den Schichtflächen sind meist durch Eisenbindemittel zu einem weichen, mürben Sandsteine verfestigt. Die untersten 2—3 dm dieser Feinsandschicht sind stärker tonig ausgebildet, stellenweise auch zu E i s e n -

[3a]) Ebenda, S. *241*, Anmerkung 2.

steingeoden verhärtet[4]). Besonders letztere pflegen in ihrem Inneren zahlreiche Pflanzenabdrücke zu bergen; doch wurden solche auch auf den Schichtflächen des Sandsteines häufig beobachtet[5]).

Unter diesem Feinsandhorizont, der bereits im Nordstoß der Grube nicht mehr zu beobachten ist, folgt die 1—2 dm mächtige Bank eines ziemlich mageren, graublauen bis gelbgrauen Tones, der seinerseits von grauweißen Sanden und Kiesen mittleren Kornes unterlagert wird.

Diese erscheinen noch etwas heller gefärbt, als diejenigen über der unteren Feinsandbank. Sie sind ganz eisenfrei und im Durchschnitt 80—90 v. H. quarzhaltig. Nach den Angaben des seinerzeitigen Vorarbeiters P. WENMAKERS werden sie in etwa 3 m Tiefe unter der Grubensohle durchsunken und von gelben Formsanden unterlagert. —

Im Nordstoß der Grube reichen die lehmhaltigen gelbroten Schotter bis zur Oberfläche (= 69 m ü. NN). Die Feinsandschicht zwischen ihnen und den unterlagernden hellen (grauen) Kiesen und Sanden fehlt. Nur Reste davon treten in ihnen unregelmäßig verteilt in Linsen, Streifen, und Schmitzen auf. — Die Nordwand steht im Steilabfalle des Horstes. Er zieht sich ungefähr in mittlerer Grubenbreite durch das Profil. Und zwar sinkt die Oberfläche von 69 bis etwa 64 m ü. NN ab. In dieser Höhenlage tritt eine etwa 50—60 m breite, nahezu horizontale Ebene auf. Sie wird von einer dünnen Decke hellgelber, toniger Feinsande überkleidet, die in der Hohlkehle zwischen ihr und der Horstoberfläche bis zu 3 m mächtig wird und sich nahezu bis zur letzterer heraufzieht[6]).

Unter dieser Feinsandbildung folgt zunächst ein 1—1½ m mächtiger grober, deutlich geschichteter Schotter, der noch lehm- und eisenreicher ist, als der gelbrote, entsprechend auch etwas dunkler, und zwar rostrot bis rotbraun gefärbt erscheint[7]). — Gegen ihn setzt mit deutlicher Grenze der gelbrote Grobkies ab. Er ist in gedachter

[4]) Ebenda, S. *239/40*.

[5]) Eine reichhaltige Sammlung solcher, meist prächtig erhaltener Pflanzenreste und -abdrücke liegt im Geologischen Landesmuseum in Berlin N 4, Invalidenstraße 44, aufbewahrt.

[6]) Vgl. dazu A. QUAAS: „Zur Gliederung der Hauptterrasse." Beitr. z. Geol. d. Niederrh. III. d. Z. Bd. 68. 1916. Mtsber. Nr. 7. S. *141/42* (auch Textfigur).

[7]) Ebenda, S. *143* und Textfigur (S. *142*).

Verlängerung des Horststeilrandes etwa 1—1½ m mächtig und keilt nach Osten zu allmählich ganz aus. Seine untere Grenze gegen die hellen Schotter liegt hier etwa 1½ m tiefer, als westlich des Steilrandes[8]).

Dicht unter der Grubensohle (= 60 m ü. NN) folgen, wie im Hauptprofil, grauweiße, schräggestellte Quarzkiese und -sande. Nahe dem Grubenostende waren Sommer 1909 und 1910 in etwa 1 m Tiefe feine weiße Quarz-Glimmersande von etwa 1—2 dm Stärke zeitweilig durch den Abbau freigelegt. Sie werden durch hellgelbe Glaukonitsande unterlagert, die z. T. mit gewonnen werden. —

Zur Deutung des Profiles:

B) Stratigraphischer Aufbau.

Die in der Grube aufgeschlossenen bzw. nachgewiesenen Gesteinsschichten besitzen diluviales und tertiäres Alter.

I. Diluvium.

a) Jung-Diluvium.

Decktone auf der Hauptterrasse.

Die feinsandigen Tone im Hangenden der gelbroten Schotter gehören zu den tonig-lehmig ausgebildeten Flußfeinabsätzen sehr jungdiluvialen Alters, die im nördlichen Teile des Niederrheinischen Tieflandes sowohl auf der Haupt-, als auch auf der Mittelterrasse in zusammenhängender Decke auftreten[9]) und auf weite Strecken die Oberflächen beider Stufen überkleiden. Mit deutlicher Diskordanz legen sie sich auf deren Schotter. Ihre Deutung ist bisher noch nicht befriedigend und einwandsfrei geglückt.

---

[8]) Ebenda.

[9]) Nach den Beobachtungen auf den Blättern Neuß und Hitdorf (Gr. Abt. 52, Nr. 51 und 58) [vgl. A. Quaas: „Wiss. Ber. ü. d. Aufn. usw." Jhrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1912, Bd. 33. Berlin 1914. S. 467], sowie auf Wahn und Mülheim a. Rh. (Gr. Abt. 66, Bl. 10 u. 5) [vgl. G. Fliegel: „Neue Beiträge z. Geol. d. Niederrh." Jhrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1912, Bd. 33. S. 444—45] scheinen solche Deckbildungen (= Tone und Lehme) auch auf der Niederterrasse aufzutreten, bei Neuß und Zons sogar auf der altalluvialen Rheinterrasse.

W. WUNSTORF[10]), der sie zuerst (1909) als selbständige und sehr junge geologische Bildungen in der Gegend von Erkelenz und München-Gladbach, sowie bei Glehn erkannte, genauer untersuchte und verfolgte, möchte sie als Ablagerungen einer nach ihren Ursachen noch nicht sicher festzustellenden einmaligen Hochflut ansehen. Diese soll also gleichzeitig Haupt- und Mittelterrasse bedeckt und darauf recht gleichartige und gleichbleibende, je 1 bis 1½ m mächtige Feinbildungen abgesetzt haben[11]). Deren Entstehung bringt er mit im einzelnen noch nicht bekannten tektonischen Vorgängen jungdiluvialen Alters in Verbindung[12]). Er denkt dabei an die damaligen Küstenverschiebungen der Nordsee und an den Einbruch des Ärmelkanales. Auch scheinen ihm diese Tone und Lehme, für die er die Bezeichnung „Schotterlehme" vorschlägt, „sowohl nach der Art des Auftretens, wie der petrographischen Ausbildung nach" denjenigen Ablagerungen aus der jüngsten Diluvialzeit nahe zu stehen[13]), die im benachbarten Belgien unter dem Namen des „Flandrien" zusammengefaßt werden.[14]).

Eine andere Anschauung über diese eigenartigen Feinabsätze, die offenbar mit Stauungen der Rheinwasser zusammenhängen, vertritt Verf.[15]). Er bringt sie in Beziehung zu den episodischen Vorstößen des letzten nordischen Inlandeises während dessen Abschmelzperiode. Diese Vorgänge scheinen parallel zu laufen mit den durch PENCK und BRÜCKNER[16]) genauer untersuchten und festgestellten Schwankungen bzw. Stadien der alpinen Gletscher der Würmeiszeit. Sie würden also in das Spät- bis Postglazial zu stellen sein. Und zwar führt Verf.

---

10) W. WUNSTORF: „Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tieflande." Vhdlgn. d. Naturf. Ver. d. Rhlde. u. Westf. 69. Jahrg. Bonn 1912, S. 293 u. f.

11) Ebenda S. 331.

12) Ebenda S. 332.

13) W. WUNSTORF: „Erl. z. Bl. München-Gladbach (Gr. Abt. 52, Bl. 49), Lief. 162. Berlin 1912. S. 11.

14) W. WUNSTORF: Erl. z. Bl. Wevelinghoven (Gr. Abt. 52, Bl. 50), Lief. 162. Berlin 1912. S. 11.

15) Vgl. A. QUAAS: „Wiss. Ergebnisse usw." 1914. S. 461 und Erl. z. Bl. Heinsberg (Gr. Abt. 51. Bl. 59). Lief. 166. Berlin 1914, S. 49.

16) A. PENCK und E. BRÜCKNER: „Die Alpen im Eiszeitalter." Leipzig 1909.

sie auf den durch das jeweilige Vorrücken des nordischen Inlandeises bedingten Stau der von den Alpen her in erhöhtem Grade gespeisten Rheinwasser zurück. Er nimmt also wiederholte Stauungen und damit verschiedenes Alter der Absätze auf den einzelnen Terrassenoberflächen an, und zwar derart, daß die erste und mächtigste dieser Rheinhochfluten die Hauptterrasse bis zu rund 100 m Meereshöhe unter Wasser setzte, während die nächstfolgende nur bis zu etwa 60 m ü. NN. reichte und bloß die Mittelterrasse bedeckte.

Auch schlägt Verf. anstatt des wenig glücklich gewählten Namens „Schotterlehme“ den Gebrauch der allgemeineren und umfassenderen Bezeichnung „Deckbildungen“ vor[17]). Er spricht also von Decktonen und -lehmen auf der Haupt- und der Mittelterrasse[18]).

Als Absätze der ersten, größten Hochflut sind die graugelben Tone auf der Horst- (= Hauptterrassen-) Oberfläche in der „Grube Neuwerk“ aufzufassen.

Ihre hier geringe Mächtigkeit von nur 2—3 dm erklärt sich aus der Lage des Aufschlusses am Terrassen-Innenrande, von dem aus Material ständig abgetragen worden ist und noch wird.

Die nahezu schichtungslosen, ziemlich sandigen Tonablagerungen sind an der Basis durch kleine, im Durchschnitt erbsengroße Gerölle (= Quarze und Quarzite) stärker verunreinigt. Diese entstammen den unterlagernden Kiesen und Sanden der Hauptterrasse, aus deren Oberfläche sie durch die Wasser der Rheinhochflut ausgewaschen worden sind. Vereinzelt lassen sich in den Tonen die für sie allgemein bezeichnenden braunschwarzen Manganit-Ausscheidungen nachweisen: und zwar in Flecken und in etwa 1—2 mm messenden Knotten, die sich aus radialstrahlig angeordneten, durch Mangan als Bindemittel locker verfestigten Sandkörnern aufbauen.

---

[17]) Auch G. Fliegel (in: „Neue Beitr. usw.“, S. 447) gebraucht diese Bezeichnung bereits.

[18]) Der Name „Schotterlehme“ erscheint auch deshalb nicht brauchbar, weil diese Tone und Lehme (besonders auf der Hauptterrasse) nach Norden zu allmählich in feine Sande und Kiese übergehen — (vergl. auch W. Wunstorf: „Über Löß und Schotterlehm usw.“, S. 318) —, die unter jenem Begriff kaum mitgefaßt und -verstanden werden können.

Die Tone dürften in der Hauptsache aus umgelagerter (alpiner) Gletschertrübe entstanden sein, mit der sich von den Hochwassern aufgearbeitetes Löß-, untergeordnet auch sandig-kiesiges Terrassenmaterial mengte[19]).

Als nächstjüngere Bildungen des Kiesgrubenaufschlusses müssen

die lößartigen, geschichteten tonigen Feinsande

bezeichnet werden, welche die Hohlkehle zwischen der Horstoberfläche und der 65 m-Ebene im Nordosten auskleiden und sich somit den im Horststeilrande ausstreichenden gelbrofen Schottern anlagern. Es sind hellgelbe, tonige, schwach sand- und geröllstreifige Feinsande, die stark mit schwarzen Mangankörnchen durchspickt erscheinen. Ihre tief verlehmten und entkalkten Oberflächenschichten sind etwas dunkler gefärbt und leicht mit „Gehängelehmbildungen" zu verwechseln. Die dem Hang und der 65 m-Ebene auflagernden, hier noch schwach kalkhaltigen Feinsande enthalten sandig-kiesige Einschwemmungen aus dem Anstehenden. Die Sand- und Geröllstreifen treten in Richtung der Schichtung auf. — Diese tonigen Feinsande sind zu den von W. WUNSTORF[20]) als „Älterer Löß" bezeichneten Bildungen zu stellen, die nur auf der Hauptterrasse auftreten und besonders gut und mächtig in der Gegend von Erkelenz und Rheindahlen ausgebildet und erhalten geblieben sind.

Verf. trennt diese sehr lößähnlichen Feinsande vom echten Löß. Als solchen erkennt er bloß den staubförmig-feinen, ungeschichteten Windabsatz spätglazialen Alters an, den W. WUNSTORF[21]) als „Decklöß" bezeichnet. — Die tonigen Feinsande auf der Hauptterrasse sieht er als Wasserabsätze des beim Vorstoß der Gletscher des vorletzten nordischen Inlandeises hoch aufgestauten Rheines an, also als Beckenbildungen aus der Zeit des Beginnes der Mittelterrassen-Aufschüttung. Er faßt sie demnach als einen selbständigen stratigraphischen Horizont auf, für den er an

[19]) Vgl. auch A. QUAAS: „Erl. z. d. Bl. Geilenkirchen und Linnich" (Gr. Abt. 65, Bl. 5 u. 6). Lief. 166. Berlin 1914 (noch nicht herausgegeben).

[20]) W. WUNSTORF: „Über Löß und Schotterlehm usw.", a. a. O. 1912, S. 307—313 und 319.

[21]) Ebenda S. 319.

anderer Stelle[21]) — nach ihrem Hauptvorkommen bei Erkelenz — die Bezeichnung „Erkelenzer-Stufe“ vorschlägt[22]).

Im Grubenprofile stellen sie an geschützter Stelle — in der Terrassen-Hohlkehle — erhalten gebliebene Erosionsreste dieser Stufe dar, die ehemals in großer flächenhafter Verbreitung und Mächtigkeit wahrscheinlich bedeutend weiter nach Norden reichte.

Auf der Horstfläche selbst sind sie von den Fluten, die die Decktone absetzten, restlos aufgearbeitet worden.

In zusammenhängender Fläche treten sie heute nur noch weiter südlich, entlang der Lößnordgrenze, auf. Um den Viersener-Horst legen sie sich — nach den bisherigen Beobachtungen[23]) — in Form eines schmalen Bandes oder Kranzes[24]).

b) Alt-Diluvium.

Die unter den Decktonen folgenden lehmhaltigen und eisenreichen, in der Hauptsache gelbrot gefärbten groben Kiese und Sande sind die Aufschüttungen der altdiluvialen

Hauptterrasse.

Der gleichen Talstufe gehören die etwas dunkler gefärbten Schotter von 1—1½ m Mächtigkeit zu, die im Nordstoße unter den Feinsanden der „Erkelenzer-Stufe“ auftreten.

Sie sind als die Absätze einer jüngeren Rheinablagerung der Hauptterrassenzeit aufzufassen.

Die Hauptterrasse ist also hier[25]) in zwei Unterstufen ausgebildet. Und zwar stellt

die jüngere Hauptterrasse

bloß eine Erosionsstufe innerhalb der älteren Aufschüttung dar. Sie wurde auf dem von den Wassern einer Eintiefungszeit zwischen beiden Aufschüttungen ausgeräumten Talboden abgelagert.

---

[22]) Vgl. A. Quaas: „Löß und lößähnliche Bildungen am Niederrhein.“ (Im Druck.)

[23]) Auf den Blättern Viersen (Gr. Abt. 52, Bl. 43), Kempen (Gr. Abt. 52, Bl. 32), Kaldenkirchen (Gr. Abt. 51, Bl. 42) und Burgwaldniehl (Gr. Abt. 51, Bl. 48).

[24]) A. Quaas: Erl. z. Bl. Viersen (Gr. Abt. 52, Bl. 43). Lief. 195. Berlin 1916.

[25]) A. Quaas: „Zur Gliederung der Hauptterrasse.“ A. a. O. 1916. S. 142—43 u. f.

Diese gut geschichteten und nahezu schwebend gelagerten Grobkiese enthalten neben reichlichem aufgearbeiteten und örtlich umgelagerten Materiale aus den älteren Hauptterrassenschottern mehr weichere Sandsteine, Sandschiefer usw. Diese Gesteine und deren Verwitterungsprodukte bedingen ihren höheren Lehm- und Eisengehalt und damit ihre kräftigere im allgemeinen rotbraune Färbung. Die für sie bezeichnenden weicheren Gesteine sind zugleich weniger abgerollt, als die aus den älteren Schichten stammenden harten, vorwiegend Quarze und Quarzite. Im ganzen enthalten sie auch zahlreicher ausgesprochene Rheingerölle (Kieselschiefer, Hornstein, Chalzedone, rote Eisenkiesel und relativ frische Eruptivgesteine (Porphyre und Basalte)[26] als die älteren Ablagerungen der gleichen Terrassenzeit. Ein weiterer Unterschied von diesen besteht darin, daß Feinsande in ihnen nicht auftreten[27]). Sie sind übereinstimmend mit den Rheinschottern aufgebaut, die zuerst A. Steeger[28]) im Hülser-Berg, nördlich von Krefeld, als Aufschüttungen dieser jüngeren Hauptterrassenstufe sicher erkannte[29]). Auch lagern sie sich dort, wie in Grube Neuwerk, deutlich mantelartig an die älteren Kiese der Stufe an. —

Die ältere Hauptterasse

führt neben den genannten echten Rheingeröllen bereits ziemlich viel Maasmaterial: so Arkose- und grobe (karbonische) Kieselsandsteine, Konglomerate (von Burnot), Feuersteinbruchstücke und besonders blauschwarze, durch Gangquarz weiß gebänderte oder durchäderte, dichte Quarzite des Ardennen-Kambriums, die sich deutlich von

---

[26]) Vgl. dazu auch E. Kurtz: „Die Verbreitung der diluvialen Hauptterrassenschotter von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht.“ Verh. d. Naturh. Ver. d. Rhlde. u. Westf., 70. Jahrg. 1910. S. 88—89.

[27]) Vergl. dazu A. Quaas: „Zur Gliederung der Haupterasse.“ A. a. O., S. 143.

[28]) A. Steeger: a) „Der geologische Bau und die Entstehung des Hülserberges.“ Ein Beitrag zur Heimatkunde und Denkmalspflege. Krefeld 1913. S. 21. dazu Abb. 1. b) „Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen Niederrheinischen Tieflande.“ Abhdlgn. Ver. f. Naturw. Erforsch. d. Niederrh., 1913. S. 154.

[29]) Über die weitere Verbreitung der jüngeren Hauptterrassen-Stufe am Niederrhein, vgl. A. Quaas: „Zur Gliederung der Hauptterrasse.“ A. a. O. S. 144—49.

den meist glimmerhaltigen, z. T. fast gneisartigen Quarziten des Rheinischen Schiefergebirges unterscheiden. —

Das Auftreten der sandigeren und feinkiesigen Schichten zwischen ausgesprochenen Grobkiesen in deren Hängendem und Liegendem beweist, daß zur mittleren Zeit der Aufschüttung dieser Stufe ruhigere Ablagerungsverhältnisse und Flußströmungen herrschten, als zu Beginn und Ende. In den unteren Schichten erscheinen die älteren Kiese der Hauptterrasse streifenweise heller, z. T. grau gefärbt. Sie enthalten hier mehr Quarz- und Quarzitgerölle und sind dann lehm- und eisenärmer. Es mischt sich in diesen Lagen aufgearbeitetes Material aus den tiefer folgenden grauen, quarzreicheren Schottern mit den eigentlichen Hauptterrassenkiesen. — Den besonders groben Grundschottern entstammen größtenteils die Quarzit- und Sandsteinblöcke, die angehäuft am Eingang zur Grube liegen. — Mit P. G. KRAUSE[30]) ist anzunehmen, daß sie bei besonders starker Strömung und infolge deren erhöhter grober Schuttführung am heutigen Orte abgesetzt worden sind. Vereinzelt mögen sie auch durch das Grundeis mit verfrachtet worden sein[31]). — Unter den jüngeren Hauptterrassenkiesen keilen die älteren im Grubennordstoße nach Osten zu allmählich aus. Dicht neben dem Steilrande des Viersener-Horstes sind sie noch $1\frac{1}{2}$ m mächtig. Etwa 3 m weiter östlich stellen sie nur noch eine dünne Lage dar. Sie sind hier vor Ablagerung der jüngeren Kiese nahezu erodiert worden. — Auch liegt ihre Unterkante hier etwa $1\frac{1}{2}$ m tiefer (= 63 m ü. NN.) als innerhalb des Horstes, d. h. westlich von dessen Ostabfall. Die Erklärung dieser Lagerungsunterschiede folgt weiter unten (vgl. S. *310*).

Die Mischung von Rhein- und Maaskiesen in der älteren Hauptterrasse beweist, daß noch zu jener Zeit der Einfluß des Maasstromgebietes in der Breite von Viersen—München-Gladbach (vgl. später bei S. *305*) bis nahe an das heutige Rheintal herangereicht hat. —

Scharf gegen diese, wie auch gegen die tiefer folgenden groben Kiese hebt sich besonders im frischen Abstich des Hauptstoßes die dünne, 2—4 dm mächtige Bank eines

---

[30]) P. G. KRAUSE: „Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes." Jhrb. Pr. Geol. L.-A. f. 1911. Bd. 32. Berlin 1912. S. 151—153.

[31]) Vergl. dagegen G. FLIEGEL: „Neue Beiträge zur Geologie usw." A. a. O. S. 439—440.

graugrünen, schwach tonigen Feinsandes ab, der die dortigen Absätze der

Tegelen-Stufe

darstellt.

Dieser horizontal lagernde Feinsand ist hier ziemlich grob ausgebildet[32]), fast ungeschichtet und kalk- und fossilfrei. —

Im Nordstoße der Grube fehlt er als trennender Horizont zwischen den gelbroten und den grauen Schottern.

Die Tegelen-Stufe ist hier nur in den eingangs erwähnten Linsen, Schmitzen und Streifen erhalten, die unregelmäßig verteilt sich den unteren und mittleren Lagen der älteren Hauptterrasse einlagern. Und zwar treten nicht nur Feinsand-, sondern auch Tonreste mit umschlossenen Geodenbildungen auf. — Die Tegelen-Stufe war also auch hier, wie sonst ziemlich allgemein weiter nördlich am Niederrhein, in Form von Feinsanden und Tonen entwickelt. Dabei dürften die Tone, wie anderwärts, die unteren Lagen aufgebaut haben[33]). —

Unter der jüngeren Hauptterrasse liegen deutliche Reste dieser Feinsande innerhalb der älteren Hauptterrassenkiese bis dicht über der Grenze gegen die grauen Schotter vor.

Die Tegelen-Stufe bzw. die ältere Hauptterrasse wird durch die Aufschüttungen der

Ältesten-Terrasse

unterlagert.

Diese stark quarzhaltigen (70—80 v. H.), daher hell, gewöhnlich grau bis grauweiß gefärbten Kiese und Sande sind ausgezeichnet geschichtet und zwar vorwiegend in Kreuz- und Diagonalrichtung.

Schichtungsart und rascher Wechsel der Schuttführung nach der Korngröße beweisen, daß die Schotter in stark bewegtem Wasser bei gleichzeitig stetig wechselndem Stromstrich aufgeschüttet worden sind.

In der Gesteinszusammensetzung tritt das Maasmaterial noch stärker hervor, als in der älteren Hauptterrasse. Die Kieselgesteine überwiegen: vor allem die wohlgerundeten.

---

[32]) Vergl. Analyse in den Erl. z. Bl. Viersen (Gr. Abt. 52. Bl. 43), Lief 195. Berlin 1916.

[33]) Vergl. auch: A. Quaas: „Ein neuer Feinsandhorizont (= Viersener-Stufe) im Niederrheinischen Diluvium." A. a. O. S. *242*; sowie P. G. Krause: „Einige Beobachtungen usw." S. 136—137.

milchweißen, seltener wasserhellen Gangquarze, daneben hellfarbige (graue und grüne) Quarzite. Reichlicher liegen auch Feuersteine vor: sowohl gut abgerollte, bläulichweiße „Feuersteineier“, als auch unregelmäßig gestaltete, löcherig-porige „Gekrösefeuersteine“. Letztere sind meist stark verwittert, dann kräftig patiniert. Nur ihr innerster Kern ist gewöhnlich frisch erhalten. Er zeigt grüne, graubraune und schwarze Farbe. Die Feuersteine sind gleich den ziemlich häufigen, gewöhnlich stark zersetzten Porphyroiden (P. von Mairus) für das Maasmaterial bezeichnend. Als Maas-Leitgesteine wurden ferner blauschwarze, weißdurchtrümerte Ardennen- oder Vennquarzite, braune Kieselschiefer und schwarze Lydite, vereinzelt auch Radiolarite gefunden. Großenteils entstammen diese Gesteine gleich den zahlreichen, gut abgerollten Kieseloolithen und verschiedenfarbigen, glasglänzenden Kieselgesteinen wohl dem Piocän des Untergrundes. Sie häufen sich besonders in den unteren Schichten der Ältesten-Schotter, die sich entsprechend in Farbe und Gesteinsführung nur wenig von den Kieseloolithschottern unterscheiden. Die weicheren, meist eisenreicheren, buntfärbenden Sand- und Schiefergesteine treten zurück. Die dann grauweißen Schotter sind daher lehm- und fast eisenfrei[34]).

Längs scharfer Erosionsgrenze setzen gegen die Ältesten-Schotter die diese unterlagernden hellgelben, tonigen Feinsande und Toneisensteine der

Viersener-Stufe

ab[35]).

Diese besonders auf den Schichtflächen glimmerreichen, fast lößartigen, gut geschichteten Feinbildungen neigen stark zu blättrig-dünnplattiger Absonderung. Durch Eisenbindemittel sind sie z. T. zu mürbem Sandstein verfestigt. In ihren unteren 2—3 dm fand eine Tonanreicherung derart statt, daß sich harte Toneisenschichten, z. T. mit Geoden, bilden konnten. Diese besonders umschließen schön erhaltene Pflanzenreste, die auch auf den Schichtflächen der eigentlichen Feinsande auftreten. Verf.

[34]) Auf diesen recht wichtigen und im Felde leicht erkenn- und nachprüfbaren Unterschied zwischen den Schottern der Ältesten- und der Haupt-Terrasse wies Verf. zuerst in einem (nicht veröffentlichten) Vortrag (— Geologensitzung der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt vom 29. 3. 1911) hin.

[35]) Vgl. A. Quaas: „Ein neuer Feinsandhorizont (— Viersener-Stufe) im Diluvium.“ A. a. O. S. *240*.

vermochte (1910—11)[36]) zahlreiche Blätter von *Fagus silvatica* LIN. und einzelne Blattreste von *Liquidambur* oder *Acer*[37]) aufzusammeln. — Eine reichhaltigere Flora beutete H. BROCKMEIER[38]) mit seinen Schülern aus. Neben vorherrschenden Buchenblättern fand er vereinzelte Eichenblätter und kurze Zweige von Nadelhölzern, die nach BROCKMEIERS Bestimmungen gut mit solchen der Sumpfzypresse übereinstimmen. Er faßt die Tone, die er nur in „Brocken" innerhalb der Ältesten Schotter kennt, als aufgearbeitetes Pliocänmaterial auf und nimmt für ihren Transport und für die Ablagerung hier „die Mitwirkung des Eises" an. Er konstruiert also eine pliocäne Vereisung, die schlechterdings abzulehnen ist[39]).

Die Beobachtung des Verf., daß die Feinsande und Tone dieses Horizontes in situ zwischen den Ältesten Diluvialschottern und den sicheren Pliocän- (= „Kieseloolith-)-schichten auftreten, macht die Drifttheorie von BROCKMEIER hinfällig. Zuzugeben ist, daß die aufgearbeiteten Reste dieser Stufe in Schollen und Brocken auf sekundärer Lagerstätte innerhalb der Ältesten-Schotter vorkommen können und tatsächlich vorkommen, wie in benachbarten Gruben nachzuweisen war[40]). — Die Beobachtungstatsache, daß dieser Feinsandhorizont an der Basis des Diluviums, für den Verf.[41]) die Bezeichnung „Viersener-Stufe" vorschlug, bisher nur an wenigen Stellen und zwar ausschließlich im Viersener Horste, sicher nachweisbar war, spricht dafür, daß er nachträglich größtenteils wieder aufgearbeitet, also nur ausnahmsweise bis heute in Resten erhalten geblieben ist.

Nach seiner sehr nahen, sich in Gesteinszusammensetzung und Fossilführung anzeigenden Verwandtschaft mit der Tegelen-Stufe ist dieser Feinsandhorizont — gleich jener — als ein selbständiger Beckenabsatz aus der ältesten Diluvialzeit aufzufassen. Er stellt somit die älteste bisher bekannte Diluvialbildung am Niederrhein dar.

[36]) Z. T. mit Hilfe des damaligen Vorarbeiters Peter Wenmakers zu Bettrath.

[37]) Nach den Bestimmungen der Herren H. POTONIÉ und W. GOTHAN in Berlin.

[38]) H. BROCKMEIER: „Über den Viersener-Horst." Ber. Vhdlgn. d. Niederrh. Geol. Ver. 1913. II. (Sitz.-Ber. d. Naturf. Ver. d. Rhld. u. Westf., 70. Jhrg., Bonn 1913). S. 98.

[39]) Vgl. A. QUAAS: „Ein neuer Feinsandhorizont". A. a. O. S. *242*.

[40]) Ebenda S. *248*.

[41]) Ebenda S. *243*.

Die Tone bzw. Toneisensteine scheinen unter Mitwirkung der Bodenwasser bei teilweisem Luftabschluß in den stehenden oder nur wenig bewegten Wassern großer Becken usw. niedergeschlagen worden zu sein[42]). Und zwar haben wohl die aus den zu Boden gesunkenen und vermodernden Pflanzenresten gebildeten Humussäuren das im Wasser gelöste Eisenoxyd zu Eisenoxydul zurückgeführt und als solches ausgefällt. Nach Senkung des Grundwasserspiegels verhärtete der entstandene Toneisenstein (= Limonit). In ihm blieben die während seiner Bildung eingesunkenen Pflanzenreste (besonders Blätter) ausgezeichnet erhalten[43]).

II. Tertiär.

Pliocän.

In gelegentlichen Aufschlüssen war in den Jahren 1910 und 1911 zu erkennen, daß eine scharfe Erosionsgrenze zwischen den Absätzen der Viersener-Stufe und den sie unterlagernden Schichten besteht.

Diese beginnen mit der 1—2 dm mächtigen Bank eines graublauen und graugelben Magertones, mit dem ziemlich allgemein das Pliocän des Niederrheines abzuschließen pflegt. — Seine Oberflächenschichten sind infolge Humusgehaltes dunkler gefärbt. Er scheint also längere Zeit trocken gelegen, d. h. Landoberfläche gebildet zu haben. Zwischen seiner Ablagerung und derjenigen der Feinsande der Viersener-Stufe klafft somit eine größere geologische Zeitlücke. Beide Bildungen folgen ungleichförmig aufeinander[44]).

Gegen die Magertone setzen grauweiße, fast reine, eisenfreie Quarzkiese und -sande (in Wechsellagerung) scharf ab. Sie sind deutlich schräggeschichtet und fallen im Profil etwa 50—60 ° nach NO ein. — In der Hauptsache (80—90 v. H.) bauen milchweiße Gangquarze und helle Kieselgesteine (Quarzite) sowie feste Sandsteine sie auf.

---

[42]) Ebenda S. *244*. Vgl. auch P. G. KRAUSE: „Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes.“ Jhrb. Pr. Geol. L.-G. f. 1911. Bd. 32. Berlin 1913. S. 148.

[43]) Wahrscheinlich waren an der Eisenausfällung auch Lebewesen (Bakterien) beteiligt. Vergl. A. QUAAS: „Ein neuer Feinsandhorizont“. A. a. O. S. *244*, Anmerkung 15.

[44]) Vgl. A. QUAAS: Ebenda. S. *240*. bezüglich der Altersfrage auch Anmerkung 12 (S. *243*).

Bezeichnend für sie ist ihr Gehalt an Kieselschiefern und Lyditen, an Hornsteinen und Chalzedonen, sowie namentlich an verkieselten Kalksteinen mit deutlichem Oolith- (= Roggenstein-)gefüge — die sogen. „Kieseloolithe" — und an verkieselten Bruchstücken von Versteinerungen (Seeigelstielglieder). Es sind also ausgesprochene „Kieseloolithschotter"[45]) bisheriger Auffassung[46]). —

Ihre im Hauptstoß etwa 3 m betragende Mächtigkeit nimmt anscheinend nach Osten, d. h. nach dem Rheintale zu, stark ab. Unter der jüngeren Hauptterrasse wurde sie im Nordstoße nur noch mit 1½—1 m Stärke beobachtet. —

Dort waren 1911 beim gelegentlichen Abbau der Pliocänsande und -kiese mit scharfer Grenze (= Erosionsdiskordanz) sich dagegen abhebend, feine, weiße, glimmerführende Quarzsande zu beobachten, die zum

Miocän

zu stellen sind[47]).

Diese scharfen, reinen Quarzfeinsande stellen die Äquivalente der besonders im Vorgebirge mächtig entwickelten gleichartigen Bildungen dar, die G. FLIEGEL[48]) dort als Mittel-Miocän von den unterlagernden, braunkohleführenden Fettonen (= Unter-Miocän) unterscheidet.

Es liegt in Grube Neuwerk ein der Erosion entgangener 0,3 m mächtiger Rest dieser Quarzsande vor.

Ob solche auch im Haupt- (= West-)stoße erhalten geblieben sind, also noch im Horstkern vorkommen, ist zurzeit nicht bekannt. —

---

45) Ebenda, S. *240*.

46) Da die Kieseloolithe usw., die nach früherer Annahme für die Pliocänablagerungen bezeichnend sein sollten und deshalb als „Leitgesteine" hingestellt wurden, nach heutigem Wissen auche schon in älteren (oligocänen?) Schichten vorkommen und namentlich in den altdiluvialen (= Maas-) Schottern fast ebenso häufig vorliegen, so dürfte die bisher übliche Bezeichnung der „Kieseloolithstufe" als stratigraphischer Begriff nachzuprüfen sein.

47) Vgl. auch A. QUAAS: Erl. z. Blatte Viersen usw., Lief. 195. Berlin 1916.

48) G. FLIEGEL: „Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein." Abhdlgn. Pr. Geol. L.-A. N. F. Bd. 61, Berlin 1910. Zu einer vergleichsweisen Horizontierung mit diesem Mittel-Miocän FLIEGELscher Auffassung genügt das Materal nicht zumal im westlichen Teile des Niederrheinischen Tieflandes eine solche Unterscheidung der Miocänschichten ganz allgemein kaum durchführbar ist.

Als älteste geologische Bildungen treten Ablagerungen des

Oligocäns

auf und zwar die bekannten glaukonitischen Meeressande des Ober-Oligocäns, die in großer Mächtigkeit ganz allgemein den Untergrund des Viersener-Horstes aufbauen und namentlich zwischen Viersen und Süchteln in zahlreichen Gruben zur Formsandgewinnung gut aufgeschlossen sind.

Im Sommer 1910 wurden die hellgelben, stark mit kleinen Glaukonitkörnchen durchsetzten feinen Quarzsande im Ost-stoße der Grube zeitweilig abgebaut.

Sie treten dort dicht unter der unteren Grubensohle auf und waren bis zu 2½ m Teufe gut freigelegt. — Von etwa 2 m ab stellen sich graue Tonstreifen in den bis zu dieser Teufe völlig entkalkten Sanden ein. Diese nehmen grüne Farbentöne an und weisen hohen Kalkgehalt auf. Es sind die obersten Lagen der eigentlichen Grünsande, deren Verwitterungsschichten die heutigen (kalkfreien) Gelbsande darstellen.

Als ausgesprochene Flachseebildungen sind die Glaukonitsande des (Ober-)Oligocäns von den limnischen Ablagerungen des Miocäns und den fluviatilen des Pliocäns durch einen langen geologischen Zeitraum getrennt, in dessen Verlauf sich der Meeresboden zum Festlandssockel erhob. —

C) Tektonik.

Im Gruben-Nordstoße östlich des Steilrandes des Viersener Horstes, also unter der jüngeren Hauptterrassen-aufschüttung, liegt die Basis der älteren Hauptterrassen-schotter um 1½ m tiefer, als westlich davon[49]).

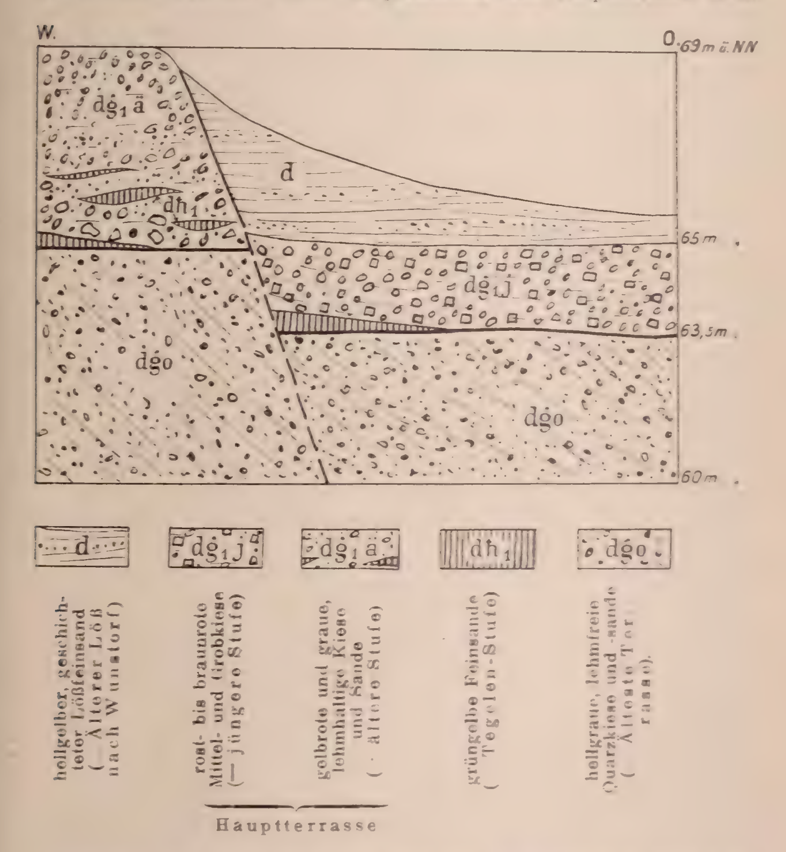
Ähnliches gilt von der unteren Grenze der Ältesten-Schotter und der darunterfolgenden Tertiärstufen bzw. von der Oberfläche des Ober-Oligocäns. Nur nehmen die Unterschiedsausmaße nach der Tiefe zu deutlich ab.

Im Profil selbst war Ostern 1914 dieses Abschneiden der gleichaltrigen Schichten längs einer in Verlängerung und Richtung des Steilrandes scharf ausgeprägten Linie gut zu beobachten. Sie stellt eine diluviale SO-NW-Verwerfung dar, längs deren also das Gebiet östlich des Horst-Ostabfalles

[49]) Vgl. A. Quaas: „Zur Gliederung der Hauptterrasse". a. a. O. S. 143.

schwach (= 1½ m) abgesunken ist: und zwar in der Zeit zwischen älterer und jüngerer Hauptterrassenaufschüttung[56]).

Diese Störungslinie scheint auf einer vorgebildeten älteren aufzusetzen, entlang der vielleicht schon zur Ältesten-Terrassenzeit, sicher aber zu pliocäner und vorpliocäner Zeit



umgekehrt ein Einsinken des jetzigen Horstkernes, also des Gebietes westlich der Verwerfung, stattgefunden hat. So erklärt sich einmal das Fehlen der hangenden Pliocäntone unter der jüngeren Hauptterrasse, die im damals absinkenden Teile, dem heutigen Horstkerne, erhalten geblieben sind, während sie an erstgenannter Stelle von den Wassern der

[56]) Ebenda S. *142—43* und Textfigur (S. *142*), die zur Verdeutlichung der tektonischen Verhältnisse hier nochmals eingefügt wurde.

ältesten Diluvialstufe aufgearbeitet wurden, zum anderen die geringere Pliocänmächtigkeit hier gegenüber derjenigen im Horstkern. —

Die Höhenunterschiede zwischen den abwechselnd eingesunkenen und stehengebliebenen beiden Schollen haben sich im Verlaufe der verschiedenen Gebirgsbewegungen soweit ausgeglichen, daß heute die Oberkante des Oligocäns beiderseits der Störungslinie in annähernd gleicher Tiefe (= etwa 57 m ü. NN.) liegt. —

Neueingänge der Bibliothek.

Andrée, K.: Über Goniatitenkalke und Kieselschiefer. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min. pp., 1916, Nr. 20. Stuttgart 1916.

Arldt, Th.: Über den Parallelismus der Küsten von Südamerika. Druck von C. H. Naumann, Leipzig.

— Die älteste Säugetierfauna Südamerikas und ihre Beziehungen. S.-A. aus: Archiv für Naturgeschichte, 73. Jahrg., 1. Bd., 2. H., 1907. Berlin 1907.

— Zur Ausbreitung der Land- und Süßwassermollusken. S.-A. aus: Archiv für Naturgeschichte, 81. Jahrg., Abt. A, 4. H. Berlin 1915.

— Die Säugetierwelt Südamerikas. S.-A. aus: Zoologischen Jahrbüchern, XXV. Bd., 4. H. Jena 1907.

— Die Ausbreitung der terricolen Oligochäten im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung des Erdreliefs. S.-A. aus: Zoologischen Jahrbüchern, XXVI. Bd., 2. H. Jena 1908.

— Paläogeographische Fragen. S.-A. aus: Geologische Rundschau, III. Bd., 2. H. Leipzig 1912.

— Die Fauna der alten Tierregionen des Festlandes. S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. pp., Beilage-Band 34. Stuttgart 1912.

— Die Entwicklung der belgischen und nordfranzösischen Flüsse. S.-A. aus: Natur, Zeitschrift f. d. naturwissenschaftlichen Unterricht. Leipzig 1915.

— Zur Entwicklungsgeschichte der großen afrikanischen Seen. S.-A. aus: Archiv für Hydrobiologie und Planktonkunde, X. Bd., 1914/15.

— Die Entwicklungsgeschichte der appenninischen Halbinsel. S.-A. aus: Monatsberichte, VIII. Bd., 11/12. H. Leipzig 1915.

— Der germanisch-slawische Völker- und Rassenkampf in Gegenwart und Zukunft. S.-A. aus: Politisch-Anthropologische Revue, XII. Jahrg., Nr. 2. Berlin-Steglitz 1915.

— Wie lange ist Großbritannien Insel? S.-A. aus: Himmel und Erde, XXVII, 4. Leipzig.

— Die Stammesgeschichte der Primaten und die Entwicklung der Menschenrassen. Fortschritte der Rassenkunde. Verlag von August Hirschwald. Berlin 1915.

— Südatlantische Beziehungen. S.-A. aus: Petermanns Mitteilungen, 62. Jahrg., Aprilheft 1916. Gotha 1916.

Born, A.: Über einen Fund von *Anarcestes* im rheinischen Unterdevon. S.-A. aus: 8. Jahresbericht des Niederrheinischen geologischen Vereins zu Hannover. Hannover 1916.

— Die Calymene Tristani-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almader, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. S.-A. aus: Abhandlungen der Senkenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 36. Bd., 3. H. Frankfurt a. M. 1916.

Grupe, O.: Über Jüngeren und Älteren Löß im Flußgebiet der Weser. S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt f. 1916, 37. Bd., T. I, 1. H. Berlin 1916.

Häberle, D.: Die geologisch-geographischen Verhältnisse der Nordpfalz. Ein Beitrag zur Heimatkunde des Nordpfälzischen Berglandes, 2. Aufl., 41 S., 23 Abb. Kirchheimbolanden, Thieme 1916.

RANGE, P.: Meteoriten aus Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, 26. Bd., 4. H. Berlin 1913.
— Erdbeben in Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, 27. Bd., 2. H. Berlin 1914.
SOERGEL, W.: Die Stammesgeschichte der Elefanten. S.-A. aus: Zentralbl. für Min. pp., 1915, Nr. 6, 7, 8 u. 9. Stuttgart 1915.
— Unterer Dogger von Jefbie (Misolarchipel). Ein Nachtrag zur Stratigraphie und Biologie. S.-A. aus: Diese Zeitschrift, 67. Bd., Monatsber. Nr. 3, 1915. Berlin 1915.
— Die pliozänen Proboszidier der Mosbacher Sande. S.-A aus: Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, N. F., V. Bd., 2. H. Karlsruhe 1916.
— Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel. Lias und Dogger von Jefbie und Fialpopo (Misolarchipel). S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. pp., Beilage-Band 36. Stuttgart 1913.
— Das vermeintliche Vorkommen von Elephas planifrons Falc. in Niederösterreich. S.-A. aus: Paläontologische Zeitschrift, 2. Bd., 1915. Verlag von Gebr. BORNTRAEGER. Berlin 1915.
— Die diluvialen Säugetiere Badens. Ein Beitrag zur Paläontologie und Geologie des Diluviums. I. Teil: Älteres und mittleres Diluvium. S.-A. aus: Mitteilungen der Großh. Badischen Geologischen Landesanstalt, IX. Bd., 1. H., 1914. Verlag von C. WINTERS Universitätsbuchhandlung in Heidelberg.
— Stegodonten aus den Kendengschichten auf Java. S.-A. aus: Paläontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit. Supplement IV. Stuttgart 1913.
STOLLER, J.: Geologische Verhältnisse und erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. S.-A. aus: Lüneburger Heimatbuch. I. Bd. Bremen 1914.
— Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. S.-A. aus: Jahresber. d. Niedersächsischen geologischen Vereins zu Hannover 1914.
— Beobachtung über die Ausdehnung des Allertal-Sammelbeckens der jungglacialen Schmelzwasser auf den Blättern Burgdorf i. H. u. Ütze. S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt f. 1914, 35. Bd., T. II, 3. H. Berlin 1915.
— Ein Diluvialprofil im Steilufer der Werra bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. S.-A. aus: Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt f. 1915, 37. Bd., T. I. 2. H. Berlin 1916.
WAHNSCHAFFE: F. †: Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde a. d. Spree. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1915. 36. Bd., T. II, 2. H. Berlin 1916.
WUNDERLICH, E.: Beiträge zur polnischen Landeskunde. S.-A. aus: Zeitschrift für Erdkunde, 1916, 7. Berlin 1916.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A. Seite

Aais, Schwarzrandschichten . 340
—, Waterbergsandstein . . 340
Abtsdorf, *Dinotherium* . . *47*
Adriatisch-ionische Zone . 113
Afiun-Karahissar, Trachyt . 146
Afrin-su, Basalttuff. . . . 73
Ägäis, Einbruch. 87
Ägäische Zentralmassive . 118
Ägypten, Kreide 297
—, Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide . . . 397
Ahrensburg (Holstein), Os . *9*
Aidost, Kohlenkalk . . . 101
Airan, Silur 45
— -Tunnel, Untersilur . . 179
Ak dagh, Diabas 18
—, Kreidekalk 19
Ala dagh, Kreide 102
Albanien, Rudisten . . . 296
Alburs, Ob. Unterkarbon . 259
Aleppo 77
, Miocän 88
Altschak-Gedik, Kreidekalke 36
Amanische Pforte 97
Amanos . 4, 45, 101, 104, 177
—, Emscher Mergel . . . 268
—, Terrassenschotter . . . 87
—, Untersilur 206
Amasib, Waterbergsandstein 339
Anatolien, Erdbeben. . . . 187
—, Erdgeschichte und Gebirgsbau 308
—, erdgeschichtliche Entwicklung 204
—, Gebirgsbau 1, 201
—, Schotterterrassen . . . 97
—, Vulkanismus . . 138, 145
—, Nord-, Gebirge . . . 150
—, Gosau-Fazies 266
Anrath, Mittelterrasse, fossilhaltig *159*
Antilibanon 184

Seite

Antitauros, Devon 103
—, Eocän 302
—, Kohlenkalk 103
, Kreide 103
—, Miocän 103
—, Nummulitenkalk . . . 103
—, Oberkreide 302
—, Silur 103
Apenrade, Os *12*
Argäos, Vulkan 148
Arghana, Obereocän . . . 174
Armenisches Hochland, Bau 168
Atlantische Spalte *200*

B.

Bäckermühle, Bl. Marienwerder, Cenomangeschiebe *93*
Bagdadbahn, Geologie . . 1, 4
Bagtsché, Miocän 39
—, Tunnel 50
Banas-Ova, Tertiär-Scholle . 131
Bärstadt, Porphyroidtuffe . *66*
Bastardland, Faltungsperioden 331
—, Geologie 327
Beiruth dagh, Serpentin . 103
Beka'a, Grabensenke . . . 183
Belemedik, Kohlenkalk . . 22
—, Kreidesandstein . . 22, 24
Bergheim, Rhein-Hauptterrasse *146*
Bleidenstadt, Porphyroidtuffe *66*
Boli, Thermen 161
Bönninghardt, Rhein-Hauptterrasse *140*, *156*
Borlinghausen, Abbruch . . *285*
Boz tepe, Serpentin . . 20, 107
Bremen, Geologie der Gegend *70*
Brombach, Unterkoblenzschichten *61*

Seite

Brussa, heiße Quellen . . 155
Buba dagh, Marmor . . . 132
Bulgar dagh, Eiszeitreste . 107
—, eiszeitliche Gletscher . 86
—, Kohlenkalk . 13, 101, 105
Bulgar-maden, Erzvorkommen 101
—, Nummulitenkalke . . . 102
Büllsporter Fläche, Schwarzrandschichten 331
Burgbrohl, Rhein-Hauptterrasse *147*

C.

Casius 174

D.

Dachsberg, Rhein-Hauptterrasse *140*
Dahar-el-Litani, Scholle . . 183
Dara, Obereocän 174
Delrath, Niederterrasse, fossilführend *159*
Denislü, Gebirge 131
Deutschland, Lias-Transgression 363
—, Trias-Transgression . . 360
Deutsch-Ostafrika, Lagerung des Terttärs *113*
—, paläolithischer Mensch . *5*
—, Pindirotal *181*
—, Tertiär *103*
—, Urgonfazies 441
Deutsch-Südwestafrika, Geologie . : : 327
Djebel el-Gharbi 186
Djebel esch-Scherki . . . 186
Dobrudscha, Trias, Devon . 167
Dordabis, Pluvialperiode . . 337
Dül dül Dagh, Kohlenkalk (?) 46

E.

Egelsberg, Rhein-Hauptterrasse *140*, *149*, *155*
Eggeketten *271*
Egrigös dagh, Granitzug . 156
Ehringsdorf, Kalktuff . *170*, *179*
Eifel, Koblenzschichten . . *2*, *4*
—, *Ptilocrinus* 343
Ekbes, Kreide 62
El-Wustani 186
Eminli, Pläner 273

Seite

Emsbachtal, Unterkoblenzschichten *64*
Entilli, Silur 46
Essen, *Actinocamax plenus* . *40*
—, tertiäre Quarzite . . . *42*
Europus, Erdbeben . . . 81

F.

Franzensbad, *Dinotherium* . *48*

G.

Gaggenau (Baden), Andalusit *86*
—, Disthen *86*
Galatien 157
Gattendorf bei Hof a. S., Oberdevon *30*
Geidabib, Karooformation : 337
Geiersberg bei Gr.-Hartmannsdorf, Rundhöcker *16*, *17*
Gerolsteiner Mulde, ob. Mitteldevon *57*
Ghâb, Graben 60, 105
—, nördliches 176
Ghor, Grabensenke . . . 183
Giaur dagh 4, 45, 104
—, Devon 178
—, Silur 178
Göbes, Serpentin 19
Griechenland, Gebirgszonen *269*
—, Rudisten 296
Groß-Hartmannsdorf, Rundhöcker *15*
Gr. Kummersfeld, Os . . . *10*
Gr. Tschakit-Schlucht, Kreidekalk 24
Groß-Witvley, Namaformation 333
Grünewald, Devon *3*
Gülek-boghas, Kohlenkalk . 102
—, Kreide 102
Gülköi Ismak, Basaltstrom . 176

H.

Hadjin dagh, geol. Aufbau . 21
Hassan dagh, Andesit . . 148
—, Trachyt 148
Hatschkiri, Devon 104
—, Eocän 436
—, Hemiaster-Mergel . . . 291
—, Kohlenkalk 243
—, Kreidekalke 36
Hatu, Oligocän *109*
—, Priabonaschichten . . . *109*

Seite

Hellas 112, 123
—, Gebirgsgeschichte . . . 119
Helleniden 110, 122
Herchenberg, Rhein-Hauptterrasse *147*
Heré deré 68
Hermon, Tektonik 184
Hermos-Kogamos-Graben . 128
Hettenhain, Porphyroidtuffe . *67*
Hierapolis, Becken . . . 131
Hildesheimer Wald, Überschiebungen *285*
Himalaya 194
Hohewarte, kristalliner Kalkstein 331
Horrem, Niederterrasse, fossilführend *159*
Hunsrück, *Pteraspis* *20*
Hülserberg b. Krefeld, Rhein-Hauptterrasse *138*, *149*, *155*, *303*
Humerich, *Ptilocrinus* . . . 344

I. J.

Jar baschi, Miocän 41
—, Quartär 41
Ilidja, Thermen 161
Ilidschassi, Schwefelquelle . 11
Jongalyk, Thermen . . . 161
Iran 192, 197

K.

Kaitsaub, Schwarzrandschichten 337
Kakus, Schwarzrandschichten 337
Kalahari, jüngere Bildungen 328
Kanly Getschit han, Miocän 40
Kanubis, Pluvialperiode . . 338
Kaokofeld, Primärformation 328
Kappadokischer Tauros . . 4, 8
Kara baba, Kreidekalk . . 67
—, Serpentin 63
Karalar, Thermen 161
Karanfil dagh, Kohlenkalk 19, 20
—, Kreide 16
Karapunar, Kohlenkalk . 22, 24
Kara-su. 176
Katakekaumene 142
Katma 77
Kessek 31, 32
—, Kreide. 427
Khauashottentottenland, Geologie 327

Seite

Kidete-Kihendye, Urgo-Barreme 476
Kihanike-Kituhawi, Urgo-Barrème 476
Kikomolela, Urgon 476
Kikundi, Dinosaurierreste . *186*
Kilikische Vorberge . . . 4
Kilikischer Tauros 4, 18
Kilwa, Tertiär *111*
Kisil dagh, Gabbro . . . 106
—, Grünstein 19
—, Serpentin **20**, 106
Kiswere, Cenoman 476
Kitulo, Untereocän *105*
Kitunda, Auversien . . . *106*
Kleinasien, Flußsysteme . . 93
—, Gebirgsbau 85
—, Geologie . . . 1, *259*, *264*
—, Pluvialperiode 319
—, Vulkanismus 199
Kleperspalte bei Göttingen . *286*
Knidos 134
Koblenz, Terrassen . . . *148*
Konia, Tertiär 5
Kos 135
—, Unterkarbon 116
Kowas, Kuibisquarzit . . . 338
Krim, Zusammenhang mit dem Balkan 166
Kurdengebirge . 4, 64, 105, 174
Kuschdjular, Neogen . . . 437
—, Obersenon-Kalke . . . 293
Kutaiha, Liparite 146

L.

Landstein im Weiltal, Unterkoblenzschichten *59*
Langer Forst, Waterbergsandstein 336
Libanon 183
Lindi, Aquitanien *110*
—, Lutétien *106*
—, Tertiär *105*
—, Werkzeuge *5*
Litshihu, Urgo-Aptien . . . 476
Luristan, Kreide 304
Lydisch-karische Masse . . 126
Lykaonien, Salzsteppen . . 101
Lykaonische Vulkane . . . 101
Lykien 136

M.

Mäanderebene, Grabenbruch 134
Machembe, Urgon 476

Seite

Madagaskar, Eocän . . . *107*
—, *Proctotrypidae* 391
—, tertiäre Binnenfaunen . 404
Mahokondo, Urgon . . . 476
Manzati, *Dinotherium* . . . *48*
Mara, Serpentin 46
Marasch, Miocän 177
Mardin, Nummulitenkalk . . 174
Marienwerder, Bl., Cenomangeschiebe *93*
Marmarameer, Einbruch . . 89
Mbalawala-Plateau, Tendaguru-Schichten *188*
Mbambala, Urgon 445
Mdenga-Hügel, obere Kreide *122*
Memel, Purmaller Mergel . *136*
—, Zechstein *135*
Migerigeri-Mwasma, Urgo-Aptien 476
Mikindani. Tertiär *111*
Milola, Cyrenengestein . . 444
Milomoni, Urgon 476
Minyoka-Plateau, Oolithmassiv 445
Missaka, Kreide 68
Mitteldeutschland, Überschiebungen *285*
Mittelrhein, Unterkoblenzschichten *57, 64*
Mkokoberg, Tertiär . . . *111*
Moghara, Miocän 401
Moskauer Becken, Callovientransgression 369
Mosel, Koblenzschichten . . *2*
Mtangi, Ton mit Septarien . *122*
Mtschinga, Tertiär *111*
Mtschinyiri. Cyrenengestein . 444
Mühlheim-Broich, Cenoman . *40*
Münstertal (Ober-Elsaß), Verwerfungslinie *160*

N.

Naluč, Urgon 476
Namaland, Geologie . . . 328
Namgaru, Cyrenengestein . 444
Namib, Jüngere Bildungen . 328
Natrontal, Mittelpliocän . . 399
Naukluftberge, Schwarzkalkschichten 331, 341
Naukluftgebirge 327
Naxos, Urgneis 119
Ndalakaska, Urgo-Barrême . 476
Neuenkirchner See, Os . . *9*
Neuerburg, Siegener Schiefer *4*
Neuweilnau, Plattensandsteine *60*
Neuwerk, Niederrhein . . . *294*
—, Tektonik *310*
—, Viersener Stufe *239*
Ngarama-Plateau *188*
Nguru-Mahamba, obere Kreide *122*
Nieder-Lützingen, Rhein-Hauptterrasse *147*
Niederrhein, Hauptterrasse . *138*
—, Viersener Stufe . . . *239*
Nieder-Roßla, Lößprofil . . *174*
Niederschlesien, Rundhöcker *18*
Nierstal bei Viersen, Niederterrasse, fossilhaltig . . . *159*
Nigdeh, Augitandesit . . . 148
Nikodemusberg, Waterbergsandstein 336
Niltal, Rillensteine *26*
Nindi, Urgo-Barrême . . . 476
Nordanatolien, Kreide . . . 300
Nordsyrien 172
Nordsyrische Hochfläche . . 74
Norraschem, oberes Unterkarbon 259

O.

Oberreifenberg, Unterkoblenzschichten *61*
Oberrheinisches Becken, symmetrische Meeresregression 380
Oberstadtfeld, *Ptilocrinus* . 344
Obruklu, Maar . . . 147, *268*
Okazewa, Intrusivdiabase . 333
Olifantskloof, Waterbergsandstein 336
Olonos-Pindoszone 114
Olymp, Aufbau 154
—, eiszeitliche Gletscher . 86
Omitare, Primärformation . 332
Ösling, Unterdevon . . *2, 3, 4*
Osmanié, Miocän . . . 39
—, Schotter 98
Osning-Achse *279*
Ostägäisches Faltengebirge . 127
Osthellenische Gebirgszone . 115
Otjivarumendu, Primärformation 332
Otjivero, Primärformation . 332
Oeynhausen, Bad *1*

Seite

P.

Palästina, Kreide 298
Paphlagonien 157
Persien 192
Pikermi, *Dinotherium* . . . *46*
Pilepile, Albien? 476
—, Cenoman? 476
—, Urgon 445
Pindirotal, geol. Verhältnisse *181*
Piz Lüscher. Kreidekalke 30, 35
Portofino, Rillensteine . . *24*
Posen, Cenomangeschiebe . *93*
Pursaktal, Tertiär 156

R.

Radju, Emscher Mergel . . 69
Reichenbach, Porphyroidtuffe *61*
Remagen, Apollinaris-Stufe . *144*
Rheinische Masse *271*
Rheinisches Schiefergebirge, unterdevonische Transgression 371
Rhodos 135
Riedelbach, Plattensandstein *60*
Riesengebirge, Rundhöcker . *19*
Rotes Meer 180
Ruawa-Plateau, Tendaguruschichten *188*
Rügen, Diluvium *253*
—, Kreide *253*
—, Tektonik *253*
Ruhrgebiet, Unt.-, *Actinocamax plenus* *41*
Runjo, Schwarzi-Schicht . . *189*
Rurtal, Terrassen *148*
Rußland, Unterkarbon . . 254

S.

Salzuflen, Bad *1*
Sandjili deré, Miocän . . 38
Saspe bei Danzig, Mukromatenzone *137*
Schawar, Mittelmiocän . . 76
Schleswig, Os *8*
Schleswig-Schuby, Os . . . *11*
Schmitten, Unterkoblenzschichten *64*
Schottly, Serpentin . . . 46
Schürrkopf bei Gaggenau, Andalusit *86*
Schwansen, Os *13*
Seitun, Serpentin 103
Seitzenhahn, Porphyroidtuffe *67*

Seite

Sendjirli, Dolerit 177
Simav, Opale 5
Simav-Tschai, Senke . . . 155
Singhofen, Porphyroidtuffe . *57*
Skandinavien, cambro-silurische Transgression . . 370
Spitzkopje, Waterbergsandstein 336
Ssingino bei Kilwa, Kreide . *128*
Süchteln, Rhein-Hauptterrasse *144*
Südafrika, Glaziale . . . *179*
—, Paläozoikum *178*
Süderbrarup in Schleswig, Os *8*, *13*
Südwestpersien, Kreide . . 304
Suezgolf 181
Syrien, Gebirgsbau . . . 180
—, Kreide 298

T.

Tanga, Pleistocän *111*
Taunus, östl., Unterkoblenzporphyroidtuffe *57*
Tauros 4, 6, 110, 122
—, Aufbau 105
—, Bezieh. zu den west- u. nordanatolischen Gebirgen 197
—, Devon 209, 210
—, Durchbruchstäler . . . 92
—, Gebirgsgeschichte . . . 108
—, Gebirgszonen 101
—, kappadokische Zone . . 101
—, Karbon 209, 224
—, kilikische Zone . . . 102
—, Kohlenkalk 245
—, Kreide 263, 426
—, Paläontologie 204
—, Südabhang 37
—, Talbildung 100
—, Terrassenschotter . . . 87
—, vergleichende Stratigraphie 204
Tekir, Nagelfluh-Terrasse . 17
—-Graben, Braunkohle . . 102
—, Oligocän 102
Tell Assas 71
Tendaguru, Stegosaurier . *70*
—, Suburgon 445
Tendaguruhügel, Werkzeuge *5*
Theben, Rillensteine . . *27*, *29*
Teutoburger Wald, Achsen . *279*
Tracheia 134
Tschakit 95
—, Devon 104

Seite

Tschakitschlucht, Kreide 21, 102, 426
Tschaltyngibi, Kreidekalke . 20
Tschatal dagh 155
Tschekirdje, Tertiär . . . 155
Tschobanlar, konglomeratischer Kalkstein . . . 156
Tschujan, Pliocän 6
Tsubgaus, Edelmineralschürffelder 342
Tsudibucht, Tertiär . . . *111*
Turkestan, Unterkarbon . . 259

U.

Uadi Faregh, Miocän . . . 401
Ukulinga-Plateau, Oolithmassiv 445
Ülfer-Tschai, Jungtertiär . 155
Ulu-kischla, Pliocän . . . 6
Urmia-See, ob. Unterkarbon 259
Ütsch-Kübé 77

V.

Viersen, Rhein-Hauptterrasse *142*
Viersener Stufe, Niederrhein *306*
Vogtland, Granit 331

Seite

W.

Wambach, Porphyroidtuffe . *67*
Waschköje 77
Weiltal, Unterkoblenzschichten *58*, *64*
Weimar, Kalktuff . . . *85*, *170*
Weipoltshausen, Unterkoblenzschichten *58*
Westanatolien, Gebirge . . 126
Westfalen, Cenoman . . . *39*
—, Turon *39*
Westpontisches Gebirge, Schichtentafel 164
Westpreußen, Cenomangeschiebe *93*
Windhuk-Gobabis 331

Y.

Yerköprü, Kohlenkalk . . . 243
—, Unterkarbon 33

Z.

Zanzibar, *Proctotrypidae* . . 391
Zentralasien, Unterkarbon . 257
Zentral-peloponnesische Zone 118
Zweifelscheid, Unterkoblenzschichten *4*

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

Seite

A.

Abrasion, marin 384
Abwässerbeseitigung . . . 77
Acanthoceras Cornueli . . . 305
— *Mantelli* 298
— *rhotomagense* 298
Acaste 205, 309
— sp. 51
Acer *242, 307*
Achsen des Teutoburger Waldes *279*
Acrochordiceras Balarama . 314
Actaeonella 445
— *gigantea* 303
— sp. 470
Actinacis aff. *Martiniana* . . 32
Actinocamax plenus *39*
Actinophyma spectabile . . . 305
Acutibaeus bellicosus . . . 395
Adacna 89
Adriatisch-ionische Zone . . 113
Aegäische Zentralmassive . 118
Aganides (?) *Gürichi* . . . *36*
— *lentiformis* *32*
Alaria hamus *197*
— *unicarinata* *197*
Albien, Deutsch-Ostafrika . 446
Alectryonia carinata . . . *40*
Allodia eridana 483
Älteste Schotter, Niederrhein *240*
Alveolites suborbicularis . . 220, 223
Amblyploda 403
Ambocoelia walheimensis . . 222
Amioidei 415
Amphibolithlager, kappadokischer Tauros 8, 12, 13
Amphistegina 439
Ampullina sp. 273, 433
Amussiopecten *110*
Amussium *110*
Ananchytes ovata . . . 298, 300
— *rotundatus* 174
Anatina aff. *Royana* 285, 306, 430

Seite

Andalusit, Gaggenau (Baden) *86*
—, Umwandlung in Disthen *86*
Andalusitglimmerschiefer, Gaggenau (Baden) . . . *86*
Andalusithornfels, Gaggenau (Baden) *86*
Andesit, Anatolien 130, 138, 199, 318
—, Hassan dagh 148
Anisische Stufe 314
Anisoceras 297
— -Schichten, Ostindien . . 297
— sp. 299
Anoplotheca venusta *63*
Anthracotheriidae . . . 403, 414
Apenesia 392
Apollinarisstufe, Remagen . *144*
Apricardia Pironai 453
— *tenuistriata* 453
— ? sp. 452, 453, 469
Aptien, Deutsch-Ostafrika 447, 452
Aequipecten asperulinus . . 277
— *tschakitensis* 277
Aquitanien, Lindi . . . *110, 116*
Arca antiquata *110*
Archaeoceti 413, 414
Arctica Barroisi 297
Arsinoitherium 403
Artesische Quellen, Ursachen *181*
Asphaltkalke, Palästina . . 299
Aspidiscus Semhae 300
Astarte Vallisneriana . . . *135*
Astraea crenulata 39
Atelodus 401
Athyris Bayeti 222
— *globularis* 235
— *lamellosa* 236
— *minuta* 222
— *reticulata* 222
— *Royssii* 34, 235, 261
— *Royssii* var. *glabristria* . 236
— *Royssii* mut. *tornacensis* 235, 261
Atlantische Spalte *200*
Ätolisches Flyschband . . 115

Seite

Atrypa cuboides 212
— *longispina* 222
— *reticularis* 218, 220
— *reticularis* var. *aspera* . . 220
Aufwärtsbewegung *286*
Augitandesit, Nigdeh . . . 148
—, Ordu 301
Auversien, Kitunda *106*
Avellana sp. 470
Avicula cfr. *caudigera* . . . 306

B.

Bactrocrinus Zeileri 358
Baculites syriacus . . . 297, 299
Baharije-Stufe, Ägypten . . 408
Barrème, Deutsch-Ostafrika 443, 474
Barytherium 406
Basalt, Anatolien . . . 139, 199
—, Jar baschi 44
—, Libanon 183
—. nordsyrische Hochfläche 74, 80
—, Südwestafrika 330
Basaltstrom, nördl. Ghâb . 176
Basalttuff, Afrin-su 73
Basisschichten, Namaformation 329
Beckenlöß, Niederrhein . . *241*
Becksia 298
Bellerophon 15
— *Ferussaci* 247
Belvedere-Platte, Gr. Tschakit-Schlucht 28
Bernstein 477
Bethylinae 391
Biegfaltung *289, 292*
Binnenseen, Anatolien . . . 6
Biradiolites cfr. *cornu pastoris* 297
— *lumbricalis* 298
Birket el Qerun-Stufe, Ägypten 405
Blastogranit, Vogtland . . 331
Bleiglanz, Anatolien . . 309, 318
Blutjaspis, Ak dagh 19
Boletina Oustaleti 486
— *uniciliata* 486
Bolsones, Konia 5
Bos primigenius 88
Bosporanische Scholle . . . 2
Bostrychoceras polyplocum . 297
Botryocrinus 353, 359
— *corallum* 354
— *cucurbitaceus* 354
— *decadactylus* 351

Seite

Brachycampta exstincta . . 485
Brachyodus 401
Bradyina Potanini 259
Brandungswirkungen . . . 384
Braunkohle, Anatolien . . 318
—, Tekirgraben . . . 16, 17, 102
Braunkohlenquarzite, Essen . *43*
Brüche, Anatolien 201
Bruchfaltung *289, 292*
Bruchfaltenland, norddeutsches *5*
Bruchfeld *281*
Buchiola *32, 33*
— *retrostriata* 222
Bulla sp. 470

C.

Callovientransgression, Moskauer Becken . . . 369
Calymene aequalis 226
— *senaria* 206
Calyoza ramosa 392
Cambrisch-silurische Transgression, Skandinavien . . 370
Campbell-Schichten *178*
Capra aegagrus 88
Caprina 460
Caprinula 459, 461
— *cedrorum* 298
— ? sp. 469
Capulus neglectus 229
Cardita 305
— *Beaumonti* . . . 284, 306, 437
— *Beaumonti* var. *cilicica* . 284
— *Beaumonti* var. *libyca* . . 285
— *Jaquinoti* 285
— *Jouanneti* 437
— *libyca* 437
— *Mavrogordati* . 285, 306, 437
Cardium 432
— *cilicianum* 45
— *hians* 438
— *Hoernesianum* 438
— *subhians* 45, 78, 79
Cenoman-Geschiebe, diluvial *92*
Cenoman, Tauros 265
—, Tschakit-Schlucht . . . 21
—, Westfalen *39*
Ceraphron fasciatus 394
— *serrulatus* 393
Ceraphroninae 391
Ceratobaeus 395
Ceratodus . . 408, 409, 413, 415
Cerithium 402
— sp. 45

Seite

Cerithium vetustum *198*
Chalcedon, Katma 78
Chamaeleo 411
Chascothyris cilicica 214
— *Tscherrnischewi* 214
Cheiloceras enkebergense . . . *31*
— *oxyacantha* *34*
— *Verneuili* *31*
—-Stufe, Gattendorf . . *31, 38*
Chloritschiefer, Egrigös dagh 156
Chondrodonta Joannae . . . 298
Chonetes ? comoides 253
— *Hardrensis* 239
— *nana* 220
— *ornatus* 238
— *papilionaceus* 254
Chromeisenerz, Nordanatolien 317
Cladangia conferta . . . 39, 45
Clypeaster *110*, 426
— *acclivis* 439
— *altus* 76
— *altus* var. 79
— *Breunigi* 287
— *cretacicus* . . . 287, 306, 439
— *hetiticus* . . . 288, 306, 439
— *intermedius* 76, 79
— *laganoides* 434
— *Partschi* 45
— *subplacunarius* 439
— *tauricus* 434
Coenites fruticosus 220
Conocardium herculeum . . 230
Conocypleus Delanouëi . . *105, 112*
Conus Daciae 45
— *Mercati* 72, 78, 79
— sp. ex aff. *C. Puschi* . . 76
Cornucaprina 460, 461
Crenipecten 280
Creodonta 403, 407
Crocodilus . . 401, 403, 406, 413
Cruziana 309
Cryptaulax armata *198*
Cucullaea cfr. *olisiponensis* 70, 272
— sp. aff. *ligeriensis* . . . 70
— n. sp. aff. *ligeriensis* . . 272
Cultrijugatusschichten, Süd-Eifel, Mosel *3, 4*
Cyathophyllum asiaticum . . 219
— *caespitosum* . . 218, 219, 223
— *concinnum* 259
— *Darwini* 219
— *? excavatum* 242
— *heterophyllum* mut. *torquata* 219
— *hypocrateriforme* 219

Seite

Cyathophyllum Marmini . . 219
— *minus* 219
— *Murchisoni* 259
— *quadrigeminum* . . . 219, 223
— *Sedgwicki* 219
— *supradevonicum* 219
Cylindraspis latispinosa . . . 226
Cymaclymenia *35*
Cyphus *108*
Cypricardellenbänke, zwischen Mittelrhein und östlichen Taunus *58*
Cypricardia aff. *nuculiformis* . *193*
Cyprina cfr. *lineata* . . . 281
— (*Veniella*) cfr. *lineata* . . 306
— *rotundata* *156*
Cyrenengestein, Deutsch-Ostafrika 444
Cyrena nuculaeformis . . . *194*
Cytherea 430
— *lassula* 291
— cfr. *lassula* 282, 306
— *Rohlfsi* . . 283, 291, 306, 435
— aff. *sculpturata* 306

D.

Dacite, Anatolien 200
Daleidener Schiefer, Ösling *4*
Dalmanella elegantula . . . 238
— *Iwanowi* 222
— *Michelini* 34, 238
— cfr. *resupinata* 261
— *resupinata* var. *iowensis* . 222
— *striatula* 220
Dama cfr. *mesopotamica* . . 88
Danien, Ägypten 406
Daonella indica 314
— *Lommeli* 314
— *styriaca* 114
— *Taramellii* 314
— *tripartita* 314
Darakalk 174
Darwinia rhenana 220
Davisiella comoides 22, 253, 254, 259
Decklöß *245*
—, Niederrhein *301*
Decktone, Neuwerk, Niederrhein *298*
Dendrocrinacea 354
Dendrocrinoidea 353, 358
Dentalium Kicksii *156*
Desmoceras (*Puzosia*) *Gaudama* 305
Devon, Amanos 178
—, Antitauros 103

Seite

Devon, Dobrudscha . . . 167
—, Eifel 343
—, Mittel-, Süd-Eifel, Mosel *2. 4*
—, Ober-, Gattendorf bei Hof a. S. *30*
—, ob. Mittel-, Gerolsteiner Mulde *57*
—, Unter-, Kleinasien . . 310
—, Krim 167
—, Tauros . . . 102, 209, 210
Devonische Transgression, rheinisches Schiefergebirge 371
Diabas, Ak dagh 18
—, kappadokischer Tauros . 10
—, kl. Tschakitschlucht . . 23
—, westlich Tracheia . . . 134
Diaklase *292*
Diallag, Nordsyrien . . . 173
Diceraskalke, Deutsch-Ostafrika 443
Dicranomyia graciosa . . . 489
— *sinuata* 490
Didacna. 89
Dielasma elongatum 222
— *hastatum* 259, 260
— *subfusiforme* 261
Diluvium, Rügen *253*
Dinosauria 409
Dinosaurierreste, Kilkundi . *186*
Dinotherium bavaricum . . . *48*
— *giganteum* *45*
— *gigantissimum* *45*
—, Hand und Fuß *44*
Diploplora herculea 135
Dipnoi dipneumones 403
Disthen, Gaggenau (Baden) . *86*
Docosia archaica. 480
— *subtilis* 481
— *subvaria* 481
— *uniciliata* 479
— *varia* 481
Dolerit, Sendjirli 177
Dolinenerze, Amanos . . . 46
—, Ghâb 63
—, Giaur dagh 105
Dosinia sp. ex aff. *lincta* . 76, 79
Douvillina Dutertii . . . 222, 223
Dreyssensia polymorpha . . 89
— *rostriformis* 89
Durania sp. 296
Durchbruchstäler, Tauros . 92, 94
Dyas, Nordanatolien . . . 150
—, osthellenische Zone . . 116

E.

Seite

Echinoconus conicus 300
— *vulgaris* 300
Echinocorys 305
Echinolampas 289
— *aintabensis* 174
— *amplus* 439
— *complanatus* 76
— *discoideus* *110*
— *Fraasi* 290
— *hemisphaericus* 72, 78, 79, 433
— *Laurillardi* 433
— aff. *Suessi* 174
Edelmineralschürffelder, Tsubgaus 342
Effusiv-Gesteine, Anatolien . 200
Eifelocrinus *200*
Eiszeiten, Rügen *254*
Eiszeitliche Gletscher, Bulgar dagh 86
—, mysischer Olymp 86
Eiszeitreste, Bulgar dagh . . 107
Elephas. *45*
Emscher Mergel, Amanos . . 268
—, Kurdengebirge 69
Enallaster Delgadoi 298
— *syriacus* 298
Endophyllum n. sp. 261
Enteles Waageni. 116
Eocän, Mittel-, Ägypten . . 406
—, Amanos 45, 178
—, Anatolien 316
—, Antitauros 302
—, Bagtsché 51
—, Giaur dagh 105
—, Hatschkiri. 436
—, Katma, Vilayet Aleppo . 296
—, Lindi *114*
—, Nordsyrien 173
—, kilikischer Taurus . . . 438
Eocänflysch, zentral-peloponnesische Zone 118
Eoradiolites 296, 298
Epiaster Dunkani 300
— *orientalis* 300
Epiceratodus 411, 415
Epirogenetische Hebungen *274*, *289*
— Kompression *275*
— Phasen *274*
— Zeiten. *274*
Episodischer seitlicher Zusammenschub *292*
Erdbeben, Ala dagh 161
—, Anatolien 187

Seite

Erdbeben, Tschangri . . . 161
Erdbebenschutz 82, 189
Erdgeschichte, Anatolien . . 308
Ergußdiabase der Karooformation 330
Erkelenzer Stufe *302*
Eugyra 470
— *Cotteaui* 470
— cfr. *Cotteaui* 470
Euomphalus pentagulatus . . 260
— *pugilis* 229
— *tuberculatus* var. *taurica* . 229
Eurasiatisches Gebirge . 168, 197
Exechia casta 483
— *erupta* 483
— *inflata* 482
Exogyra 429
— *Boussingaulti* 469
— *decussata* 300
— *flabellata* 298, 300
— *Mermeti* 298
— *olisiponensis* 298
— *Overwegi* 298
— *polymorpha* 462
— sp. ind. 462, 469

F.

Fagus silvatica *241*, *307*
Fajumia 406
Faltengebirge *292*
Faltung im Schollengebirge *269*, *274*
Faltungshebungen *289*
Faltungsperioden, Hellas . . 119
—, Tektonik 331
Fauna der Transgressionen . 375
Favosites cristatus 220
— *polymorphus* 220
— *reticulatus* 220
— *Tchihatcheff* 220
Fechtstörung, vortriadisch . *166*
Fenestella antiqua 220
— *explanata* 220
Feueropal, Simav 318
Fischflußschichten, Namaformation 330
Fistulipora minor 244
Flandrien, Niederrhein . . *299*
Flußsysteme, Kleinasien . . 93
Flysch, Lykien 136
Foraminiferenkalke, Deutsch-Ostafrika 446
Fraena 309
— sp. 56
Fusulina complicata 312

Seite

Fusulina vulgaris var. *fusiformis* 312
Fusulinella Struvei 259

G.

Gabbro, Ak dagh . . . 19, 20
—, Anatolien 200
—, Giaur dagh 105
—, Kisil dagh 106
—, Nordsyrien 173
Gebirgsbau, Anatolien . . . 308
—, Beziehungen zu Ost und West 192
Gebirgsbildung, deutsche . *269*
—, Helleniden 126
—, Tauros 126
Gebirgszonen, Griechenland . *269*
Gedinnian, *Pteraspis* . . . *20*
Geologie, Kleinasien . . *259*, *264*
Gervillia ceratophaga . . . *135*
— aff. *iraonensis* *192*
Gigantichthys 409
Gigantophis 406
Gips, Anatolien 318
Gipsstock, Pindirotal . . . *185*
Glaziale, Südafrika *179*
Gletscherbildungen, Kleinasien 320
Glimmerquarzite, Windhuk-Gobabis 331
Glimmerschiefer, Denislü . . 131
—, Egrigös dagh 156
—, Windhuk-Gobabis . . . 331
Glimmerschieferhorizont, Bastardland 329
Gneis, Egrigös dagh . . . 156
—, Tschatal dagh 155
Gneisgranit, Olymp 154
Gneisschiefer, Denislü . . . 131
Goktscha-Scholle 169
Gonioclymenia *35*
Goniopygus marticensis . . . 300
Gosau, Gr. Tschakit-Schlucht 29
Granat, Windhuk-Gobabis . 331
Granatglimmerschiefer, Denislü 131
Granit, Anatolien 200
—, Egrigös dagh 156
—, Kleinasien *260*
—, Olymp 154
—, Südwestafrika 330
—, Tschatal dagh 155
—, Vogtland 331
Graphitquarzitschiefer, Denislü 131

Seite

Griffithides cfr. *globiceps* . . 228
— *mucronatus* 229
Grünschiefer, Westanatolien 130
Grünstein, Ak dagh . . . 19
—, Amanos 177
Gryphaea vesicularis 297,299,302,305
— *vesicularis* var. *aucella* 70,71,269
Gyropleura 455

H.

Halicoridae 405, 407, 413
Hallia cylindrica . . 254, 260, 312
Halysites catenularius 310
Hamites 297
— sp. 299
Hantkenia 305
Haplogryon 395
Harpagodes aff. *Pelagi* . . . 117
Hauptterrasse, Neuwerk . . *240*
—, Niederrhein . . *138*, *150*, *303*
—, fossilführende Schichten. *154*
Hebung im Schollengebirge *269*
Heliastraea Defrancei . 72, 78, 79
— *delicata* 72, 78, 79
— *Ellisiana* 39
— *Reussi* 72
— *Reussiana* 78, 79
— cfr. *Rochettana* 78, 79
Hemiaster prunella . . . 292, 436
— *Saulcyanus* 298
— *Semhae* 300
— *verticalis* 292, 435
— *verticalis* var. *prunelliformis* 292
Hemiaster-Mergel, Hatschkiri 291
Hemipneustes persicus 305
Hermos-Kogamos-Graben . . 128
Heterodiceras 457
Heterotissotia 298
Himeraelites Douvillei 454
— *frontonis* 458
— *Liederi* 457, 469
—. *mediterraneus* 458
— *vultur* 458
Hippopotamidae 414
Hippurites Chaperi 296
— *colliciatus* 296
— *cornucopiae* 305
— *Gaudryi* 296
— *Grossouvrei* 298
— *resectus* 298
— *vesiculosus* 297
Hollandites 314
Homo Neandertalensis . . . *172*
— *primigenius* *172*

Seite

Homocrinus parvus 353
Horizontaler Zusammenschub *289*
Hornblendeasbest, Hohewarte 331
Hornblendeandesit, Karatasch tepe 301
Hornblendeglimmerschiefer, Windhuk-Gobabis 331
Hornblendeschiefer, Olymp . 154
—, Windhuk-Gobabis . . . 331
Horst *281*
Hunsrückschiefer *61*, *69*
—, Mosel. *4*
Hydnopora ? cyclostoma. . . 243
Hypersthenit, Anatolien . . 200
—, Taurus 317
Hyracoidea 403, 413

I. J.

Janira 279
— *Blanckenhorni* . 280, 303, 306
— *duplicicosta* 70, 270
— *quadricostata* . . . 279, 432
— *quadricostata* var. *Feili* 280, 306
— *quinquecostata* 300
— *tricostata* 297
Ichthyosarcolites triangularis . 461
Ichthyosaurus 407
Indoafrikanische Tafel . . . 195
Inoceramus balticus . . 30, 293, 428
— *balticus* var. *decipiens* . . 293
— *balticus* var. *typica* . . . 293
— *Crippsi* 293
— *Goldfussianus* 293
— *regularis* 293
Inselberglandschaft, Paphlagonien 161
Interglazialzeiten, Rügen . . *255*
Intrakarbonische Faltung . . 256
Intrusivdiabase, Namaformation 330
—, Okazewa 333
Intrusiv-Gesteine, Anatolien. 200
Iphetrachelus 395
Iraniaster 305
Isastraea Michelottina 174
Ismidites 314
Isocardia cor *156*
Isostasie *209*, 391
Itabirite, Windhuk-Gobabis . 331
Itieria Zwierzyckii 470
Jura, adriatisch-ionische Zone 113
—, Anatolien 313
—, Deutsch-Ostafrika . . . 443
—, Libanon 183

Seite

Jura, osthellenische Zone . . 117
—, Paphlagonien 158
—, Pindirotal *182*

K.

Kalaharisand, Groß-Witvley 334
Kalkglimmerschiefer, Denislü 131
Kalksteinhöhle, Tsubgaus . 342
Kalktuff, Ehringsdorf . . . *179*
—, Weimar *85*, *170*
Kalzit, Pindirotal *186*
Känozoikum, Anatolien . . 316
Karabâ-Scholle 169
Karbon, Amanos 179
—, Anatolien 310
—, Kos 135
—, osthellenische Zone . . 115
—, Rußland 254
—, Tauros 209, 224
—, Unter-, Tekirgraben . . 18
—, Unter-, Yer köprü . . 33
Karnische Stufe 314
Karooformation, Geidabib . 337
—, Namaland 328
Kaukasische Richtung . . . 171
Kieseloolithstufe, Neuwerk . *240*
Kiturika-Fazies, Urgon . . 444
Kiturika-Kalke, Deutsch-Ostafrika 474
Klaiensteine *22*
Kleesteine *22*
Knemiceras syriacum . . . 298
Koblenzschichten, Süd-Eifel, Mosel *2*, *3*, *4*
Kohlenkalk, Aidost . . . 101
—, Antitauros 103
—, Belemedik 22
—, Bulgar dagh 13, 14, 15, 101, 106
—, Gülek-boghas 102
— zwischen Hatschkiri und Yerköprü 243
—, Karanfil dagh 19, 20
—, Karapunar 24
—, Tauros 245
—, kl. Tschakit-Schlucht 21, 22, 23
Kompression *283*
Konkipformation, Namaland 328
Kontinentalverschiebung . . *200*
Korallenkalk, Jar baschi . . 45
—, Katma 78
Kreide, adriatisch-ionische Zone 113, 114
—, Ägypten 297, 397
—, Ala dagh 102

Seite

Kreide, Albanien 296
—, Altschak-Gedik 36
—, Amanos 46, 177
—, Anatolien 313
—, Antitauros 103, 302
—, Ghàb 61, 62
—, Giaur dagh 104
—, Griechenland 296
—, Gülek-boghas 102
—, Hatschkiri 36
—, Heré deré 68
—, Karanfil dagh 16
—, Kessek 31, 32
—, kilikischer Taurus . . 426, 438
—, Kurdengebirge 105
—, Libanon 183
—, Mdenga-Hügel bei Nguru-Mahamba *122*
—, Namaland 328
—, Nordanatolien . . . 150, 300
—, osthellenische Zone . . 117
—, Palästina 298
—, Paphlagonien 158
—, Piz Lüscher 30, 35
—, Rügen *253*
—, Syrien 298
—, Südwestpersien (Luristan) 304
—, Tauros 37, 102, 263
—, Tschakit-Schlucht . 21, 24, 102
—, Tschaltyngibi 20
—, zentral-poloponnesische Zone 118
Kreidekalk, Ak dagh . . 19, 20
Kreidesandstein, Belemedik 22, 24
Kriegsgeologie *70*
Kristalline Gesteine, ägäische Zentralmassive 118
—, Peloponnes 118
Kristalliner Kalkstein, Hohewarte 331
Krustenbewegungen, Kleinasien 100
Kuibisquarzit, Kowas . . . 338
Kuibisschichten, Namaformation 329
Kupferkies, Hohewarte . . 331

L.

Ladinische Stufe 314
Lanistes 402, 405
Lasiocrinus scoparius 353
—, *tenuis* 353
Lavadecken, Ghàb . . . 61, 63

Seite

Laevigites Hövelensis 35
—, *laevigatus* 35
— Stufe, Gattendorf . . *35. 38*
Latimaeandrastraea sp. . . . 470
Leda perdita 299
Lepidocyclina dilatata . *109, 112*
—, *formosa* *110, 112*
Lepidosirenidae 403, 406, 413, 415
Lepidostei 409, 413, 415
Leptaena analoga 34, 237
Leptomaria cfr. *indica* . . . 274
Lias, Nordanatolien 150
—, Transgression 360
Libycosuchus 409, 411
Liebea sinensis 116
Limnobinae 489
Limnophila concinna var. *maculata* 491
Lingula Krausei *93*
Linthia verticalis 436
Liorhynchus formosus ? . . . 223
— *megistanus* 222, 223
— *tumidus* 222
Liparit, Anatolien . . . 199, 318
—, Kutaiha 146
Liquidambur *241. 307*
Lithostrotion Martini 260
Lobites ellipticus 116
Londinien, Kitulo *105*
Lonsdaleia Araxis 259
Lophocrinus 354, 358
Löß, Alter *175*
—, älterer, Niederrhein . . *241*
Loewiella asinduloïdes . . . 486
— *interrupta* 478
Loxonema propinquum . . . 249
— *sulciferum* 249
Loxopteria *35*
Lucina 304
— cfr. *luristana* 306
— sp. ind. 76
Lutétien, Lindi *106*
Lydisch-karische Masse . . 126
Lydit, Hohewarte 332
Lygocerus 394
Lykaonische Vulkane . . . 4
Lyttonia nobilis 116
— *Richthofeni* 116

M.

Maeandastraea n. sp. . . . 470
Maar, Obruklu . . . 147, *268*
Macrocheilos ? *maximum* . . 248
Magilus grandis *107*

Seite

Magnetit, Anatolien . . . 309
Mahokondo-Jurazone . . . *184*
Makonde-Fazies, Deutsch-Ostafrika 447
Makondeschichten, Deutsch-Ostafrika *6*
Mammites 298
Mandelstein, Ulu-kischla . . 7
Mariopteris muricata . . . 311
Marmor, Buba dagh . . . 132
—, Denislü 131
—, Egrigös dagh 156
—, kappadokischer Tauros 14, 15
—, Olymp 154
—, Tschatal dagh 155
—, Windhuk-Gobabis . . . 331
Marmorhorizont, Bastardland 329
Marmorkalke, Aleppo . . . 78
Mastodon *45*, 401, 413
Matheronia Virginiae . . . 452
Meerestransgressionen . . . 360
Meerschaum, Eski schehir . 317
Melania 402
Melaniadae 405
Melina valida 281
Melocrinus (*Ctenocrinus*) *acicularis* 344
Mesozoikum 313
Messoria copalina 392
Michelinia favosa . . . 259, 260
Micoquien, Ehringsdorf . . *171*
Micraster 305, 434
— *coronguinum* 300
— cfr. *coranguinum* . . . 302
— *cor testudinarium* . . 288, 306
Micromelania 89
Milleporidenriffkalk, Jar baschi 45
Miocän, Aegypten . . . 401, 411
—, Aleppo 78
—, Amanos 177
—, Anatolien 317
—, Antitauros 103
—, Bagtsché 39
—, Jar baschi 41, 43
—, Kurdengebirge 72
—, Marasch 177
—, Niederrhein *309*
—, Nordsyrien . . . 74, 79, 80
—, Osmanié 39
—, Paphlagonien 158
—, Sandjili deré 38
—, Tauros 38, 102
Mittelterrasse, Anrath, fossilhaltig *159*

Seite

Modiola 405
— *ligeriensis* 300
Moeritherium 406, 414
Mofette *133*
Monopleura 455
— aff. *marcida* 469
? Moränen, kappadokischer Tauros 17
Mortoniceras texanum . . . 299
Mosasaurus 407
Mukronatenzone, Saspe bei Danzig *137*
Murchisonia ? maxima . . . 248
Muskovitquarzite, Windhuk-Gobabis 331
Mutela 402, 408, 412
Myalina *32*
Mycetophilidae 477
Mycetophilinae 479

N.

Nagelfluh, Amanos 87
—, Tauros 87
—, Tekir 14, 17
Namaformation, Groß-Witvley 333
—, Namaland 328
Natica sp. 273
— (*Ampullina*) sp. 306
— sp. ind. 469
— cfr. *Stoddardi* . 273, 306, 432
Neaera caudicea *196*
— *Deshayesea* *196*
— *glosensis* *196*
— *Kobyi* *196*
— *prora* *196*
— sp. *195*
Neithea 279
Neogen, kilikischer Taurus 430, 433, 438
—, Kleinasien *260*
—, Nordsyrien 75
Neokom, Deutsch-Ostafrika . 443
Neolobites Vibrayeanus . . . 298
Neoschwagerina craticulifera 116, 312
— *globosa* 312
Nerinea carota 470
— *Coquandi* 469
— cfr. *Fleurieusicana* . . . 303
— *Requieniana* 297
— sp. 469
— *toucasiaephila* . . . 450, 470

Nerineengesteine, Deutsch-Ostafrika 445
Nerinella Credneri *187*
Nerita sp. 469
Newalasandstein, Deutsch-Ostafrika *6*
Nicolia 402
Niederterrasse, Nierstal bei Viersen, fossilhaltig . . . *159*
Nubischer Sandstein, Oberägypten 407
Nummulitenkalk, Amanos . 45
—, Antitauros 103
—, Bulgar maden 102
—, Giaur dagh 104
—, Mardin 174
Nummulites biaritzensis . . 303
— *curvispira* 174
— *Fabianii* *109*
— *Fichteli* 174
— *Gizchensis* 174
— *granulosa* 303
— *intermedius* . . 174, *109*, *112*
— *Lamarcki* 174
— *laevigatus* . . . 174, 178, 303
— *pengaroensis* *106*
— *perforatus* *105*. *112*
— *Ramondi* 303
— *scabra* 303
— *spira* 303
— *striatus* *106*

O.

Offneria 461
Oligocän, Lindi *110*
—, Niederrhein *156*, *310*
—, Tekirgraben 16, 102
Oligocäner Mergel, Ak köprü 14
Olonoskalke 118
Olonos-Pindoszone 114
Omphalocyclus macropora . 305
Oolithmassiv, Deutsch-Ostafrika 445
Opal, Kutaiha 146
—, Simav 5, 141
Orbitolina conoidea 465
— *discoidea* 466
— *lenticularis* 298, 310, 464, 471
— aff. *lenticularis* . . 467, 471
— *plana* 300
Ornithaster Douvillei . . . 305
Orogenetische Hebungen . . 289
— Kompression 275
— Phasen 274

Seite

Orogenetische Zeiten . . . 274
Orthis Michelini 238
— *Nocheri* 63
Orthophragmina dispansa . . 106
— *fallax* 106
— *omphalus* 106
— *papyracea* 106
Orthopsis miliaris 300
— *perlata* 300
Orthoptychus 461
— *striatus* 460
Orthothetes 116
— *crenistria* . . . 237, 259, 260
— *crenistria* var. *Kelli* . . 34
— *crenistriatus* 220
— var. *Kellii* 237
— *umbraculum* 237
Os, Ahrensburg (Holstein) . 9
—, Apenrade 12
—, Gr. Kummersfeld . . . 10
—, Neuenkirchner See . . 9
—, Schleswig-Schuby . . . 11
—, Schwansen 13
—, Süderbrarup in Schleswig 8, 13
Osning-Achse 279
Ostägäisches Faltengebirge . 127
Osthellenische Gebirgszone . 115
Ostpontische Scholle . . . 2
Ostrea acutirostris 297
— *Brossardi* 297
— *Boucheroni* 297
— *Bourguignati* 297
— *carinata* var. *erecta* . 70, 269
— *Costei* 297
— *crassicostata* 429
— *crassissima* 43, 430
— *Deshayesi* 275
— *Deshayesi* var. *Osiroides* 275, 295, 306, 428
— *dichotoma* 305
— *dichotoma* aff. *proboscidea* 297
— *Dieneri* 300
— *digitalina* 65
— *digitalina* var. *paucicostata* 78, 79
— *excavata* 429
— *Forgemolli* 294
— *Forgemolli* var. 428
— *gingensis* 43
— *Heinzi* 297
— *janigena* 297
— *laciniata* 297
— *larva* 297
— *Osiris* 275, 428
Ostrea sp. 78
— *Villei* 297, 299
Oxyclymenia subundulata var. *elegantula* 35

P.

Pachydiscus subrobustus . . 300
Palaeacis cyclostoma . . . 243
— *laxa* 243
Palaeoboletina elongatissima . 487
Palaeoempalia interrupta . . 478
Paläogen, Paphlagonien . . 158
Paläogeographie 204
Paläolithe, Kalktuff bei Weimar 85, 170
Paläolithischer Mensch, Deutsch-Ostafrika 5, 7
Palaeomastodon 414, 49
Palaeosolen costatus 58
Paläozoikum, Anatolien . . 309
—, Südafrika 178
Panopaea frequens . 286, 306, 430
— *Menardi* 430
— *rustica* . . 285, 286, 306, 430
Paphlagonische Scholle . . 2
Paragneise, Windhuk-Gobabis 331
Paraklase 292
Paralegoceras atticum . . . 116
Parallelodon Lacordaireanus . 249
Pariser 172, 180
Pecten Almerai . . . 73, 78, 79
— *asper* 40
— (*Aequipecten*) *asperulinus* 277, 306
— *Beaveri* 277
— *Besseri* 65, 76, 78
— cfr. *caralitanus* 78
— *depressus* 277
— *farafrensis* 297, 298
— *Fuchsi* 72, 78, 79
— *incrassatus* 72, 78, 79
— *Larteti* 76, 79
— *Livoniani* . . . 174, 281, 295
— *muricatus* 30, 278, 306, 431, 435
— *muricatus* var. 291
— cfr. *muricatus* . . . 70, 270
— *pleuronectes* 110
— *quinquepartitus* 174
— *Royanus* 276, 306
— *scabrellus* 432
— *scissus* var. *curdo-sarmatica* 78, 79
— *serratus* 435

Seite

Pecten (Chlamys) serratus var. *kuschdjulariensis* 278, 291, 306
— *sub-Malvinae* . . 65, 72, 78, 79
— *(Aequipecten) tschakitensis* 277, 306
— *varius* 45
— *Vasseli* *111*
Pectunculus obovatus . . . *156*
Pegmatitgänge, Olymp . . 154
Pelomedusa 403
Pelomedusidae . . . 413, 414
Peltoceras annulatum . . . 315
Peneplain, Paphlagonien . . 161
Pentamerus brevirostris . . 223
Peridotit, Nordsyrien . . . 173
Peripterocrinus *200*
Perissodactyla 413
Perna 304
— cfr. *valida* . . . 281, 306
Phaneroptyxis africurgonica . 470
Phillipsastraea micrastraea . 219
— *pentagona* 219, 223
— *Schafferi* 219
Phillipsia aequalis 226
— *gemmulifera* 227
— *Strabonis* 34, 226
— *truncatula* 228
Pholadomya Vignesi . . . 300
Phonolith, Südwest-Afrika . 330
Phosphate, Palästina . . . 299
Phosphatlager, Oase Dachl . 298
Phycodes 206, *309*
— *circinnatus* 207
Phyllit, Hohewarte 332
—, Olymp 154
—, Westanatolien 130
Phyllitformation, Bastardland 328
Phyllitischer Kalk 14
Phyllocoenia 470
— *decussata* 113
Pindiro-Schiefer *182*
Placenticeras Simonyi . . . 300
Placocoenia sp. 470
— n. sp. 470
Plagioptychus 461
Pläner, Tschakit-Schlucht . 21
Plänerkalke, Tauros . . . 266
Plattensandsteine, Unterkoblenzschichten . . . *58*, *60*
Plattsand, Hohewarte . . . 332
Platyceras neglectum . . . 229
Platyclymenia annulata . *33*, *34*
Platygasterinae 395
Plesianthus *110*
Plesiosauria 407
Pleurotomaria (Leptomaria) cfr. *indica* . . . 274, 306, 433
— *sublaevis* 247
Plicatula aff. *Ferryi* . . . 297
— *hirsuta* 305
— *Reynesi* 298
Pliocän, Golf v. Alexandrette 178
—, Denislü 133
—, Kurdengebirge 73
—, Mittel-, Natrontal . . . 399
—, Neuwerk *240*, *243*
—, Niederrhein *308*
—, Paphlagonien 158
—, Taurus 318
—, Tschujan 6
—, Ulu-kischla 6
Pluvialformation, Windhuk-Gobabis 337
Pluvialperiode, Dordabis . . 337
—, Kanubis 338
—, Kleinasien 319
Podocnemis 401, 403, 406
Polyconites 461
Polypora striatella 220
Polypteridae 413, 415
Pontische Scholle 170
Pontische Stufe, Anatolien . 318
Porphyrite, Tauros 199
—, kappadokischer Tauros . 9, 12
Porphyroidtuffe, zwischen Mittelrhein und östl. Taunus *57*
Posteocäne Faltung, Tauros 103
Posthum *293*
Postmiocäne Gebirgsbildung, Tauros 103
Postprolobites Frechi . . . *33*
— *Jakowlewi* *33*, *34*
— -Stufe, Gattendorf . *33*, *38*
Potamides 402, 405
Poteriocrinoidea 355
Poteriocrinus rhenanus . . . 357
Präglazial, Niederrhein . . *247*
Präkarbonische Faltung . . 256
Präkretazische Gebirgsbildung, Tauros 103
Praeradiolites ponsianus . . 298
Primärformation, Namaland 328
Primates 403
Prionastraea cilicica . . . 39, 45
— *Neugeboreni* 39, 45
Pristidae 406
Pristis 413
Proboscidea . . 403, 406, 407, 413

Seite

Proctotrypidae 391
Productella forojuliensis . 215, 220
— *Larminati* 222
— *sericea* 222
— *subaculeata* 216, 222
Productus 116
— *aculeatus* 260
— *burlingtonensis* . 34, 236, 239
— *corrugatus* 261
— *giganteus* . . . 231, 254, 259
— *longispinus* 260
— *margaritaceus* 260
— *Murchisoni* 220
— *punctatus* . . . 241, 259, 260
— *scabriculus* 241
— *semireticulatus* . 239, 260, 261
— *subaculeatus* . . . 215, 220
Propora cyclostoma 243
Prosocoelus Beushauseni . 58. 63
Protachyceras acuto-costatum 314
Protocardia aff. *hillana* 291, 306
— cfr. *hillana* 432
Protocetidae 407
Protopterus 413
Protrachyceras Archelaus . . 314
Psephophorus 405
Pseudodiadema Marticense . 300
Pseudomulde *291*
Pseudosattel *291*
Pteraspis-Reste *20*
Pterosphenus 405
Ptilocrinus *200*, 343
— *Dohmi* 344
Ptychoceras 297
— sp. *299*
Ptychochartocyathus laxus . 243
Ptychomphalus sublaevis . . 247
Ptygmatis sp. 470
Purmaller Mergel, Memel . *136*
Purpuroidea sp. 469
Pygurostoma 304
— *Morgani* 291
Pygurus cilicicus 288, 289, 306, 433, 439
— *geometricus* 290
— *Hausmanni* 291
— *rostratus* 290
Pyrit, Anatolien 318
Pyritquarzit, Hohewarte . . 332
—, Otjivarumendu 332
—. Vogtland 331
Pyroxen, Nordsyrien . . . 173
Pyroxen-Plagioklas-Gestein, kappadokischer Tauros 10, 17

Seite

Q.

Quadersandstein, kl. Tschakitschlucht 21
Quartär, Jar baschi . . . 41
—, Paphlagonien 158
Quarzdiabas, kappadokischer Tauros 10, 17
Quarzithorizont, Bastardland 329
Quarztrachytbreccien, Ordu 301
Quasr es Sagha-Stufe. Ägypten 405
Qatrani-Stufe 402
Quellen, heiße, Brussa . . 155

R.

Radiale Bewegung . . . *280*
Radiolites lyratus 298
— *Peroni* 298
— *styriacus* 296
— *subangeoides* 296
Ranina marestiana *105*
Regressionen 379
Renegant *293*
Requienia ammonia 452
Retzia Buchiana ? 260
— *ferita* 223
Rhadinocrinus 356
Rhein-Maaskiese, Viersen . *143*
Rheinische Masse *271*
Rhenocrinus Minae 357
— *ramosissimus* 356
— *Winterfeldi* 357
Rhipidomella 238
Rhynchonella aequatorialis . *191*
— *amphitoma* *191*
— *astieriana* *191*
— *Bertheloti* 463
— *Boloniensis* 220
— *Boueti* *191*
— *concinna* *191*
— *cuboides* . 212, 214, 220, 222
— *cuboides* var. *cilico-armenica* 212
— *cuboides* var. *crenulata* . 213
— *cuboides* var. *impleta* . . 213
— *cuboides* var. *venustula* . 223
— *Cuvieri* 464
— *daleidensis* *63*
— *Dietrichi* 463, 469
— *elliptica* 214
— *ferquensis* 214
— *inconstans* *191*
— *jordanica* *191*
— *letiensis* 214, 220
— *livonica* 220

	Seite
Rhynchonella moravica	*191*
— n. sp.	*190*
— *obsoleta*	*191*
— *pedata*	*191*
— *pleurodon*	220, 261
— *pleurodon* var. *Davreuxiana*	33, 244
— *plicatella*	*191*
— *polymorpha*	*105, 112*
— *postelliptica*	214
— *procuboides*	213
— *pugnus*	220
— *subnobilis*	*191*
— *subvariabilis*	464
— *triaequalis*	220
— *trilobata* var. *Möschi*	*191*
Rhyolith, Simav	141
Riffkalke, Jar baschi	45
Rillensteine, Entstehung	*21, 26*
Rostellari elegans	*198*
Roteisenstein, Grünewald	*3*
—, Heré deré	68
Rotliegendes, Anatolien	310
Roudairia	297
— *auressensis*	299
Rudistenkalke, Deutsch-Ostafrika	443
—, Tauros	266
Rumpfflächen, Paphlagonien	161, 318
Rundhöcker	*19*
—, Löwenberger Kreidemulde	*14, 15*
—, Niederschlesien	*18*
—, Riesengebirge	*19*

S.

Saharatafel	180
Salische Gesteine	*201*
Sal-Sima-Hypothese	391
Salzseen, Zentral-Anatolien	6
Salzsteppen, lykaonisch	101
Sauvagesia sp.	296
Saxonisch-kimmerische Faltung	*270*
Scelioninae	391
Schalstein, westlich Tracheia	134
Schalsteinkonglomerat, kappadokischer Tauros	13
Schiosia	460
Schizaster howa	*109*
— cfr. *rimosus*	174
— *vicinalis*	174
Schizodus Schlotheimi	*135*
— *truncatus*	*135*

	Seite
Schloenbachia inflata	305
— *quinquenodosa*	299
— sp.	*40*
Schneifelquarzit	*3. 4*
Schollenbildung	*289*
Schollengebirge	*269*
Schollenhebungen	*289*
Schollenverschiebung	*289*
Schotter, Tekirsenke	319
—, Osmanié	98
Schotterlehme, Haupt- und Mittelterrasse, Niederrhein	*300*
Schotterterrassen, Amanos	321
—, Anatolien	97
Schwagerina princeps	312
Schwarzi-Zone, Deutsch-Ostafrika	444
—, Kilkundi	*186*
Schwarzkalkschichten, Farm Demker	334
—, Namaformation	330
—, Naukluftberge	331, 341
Schwarzrandschichten, Aais	340
—, Büllsporter Fläche	331
—, Kaitsaub	337
—, Kakus	337
—, Namaformation	330
Schwefelquelle, Ilidschassi	11
Schwellenhebungen	*289*
Sciophilinae	478
Sekundäre Lockerung	*283*
Senkungserscheinungen	*270*
Senkungsmechanismus	*269*
Senon, Ägypten	412
—, Hatschkiri	291
—, kilikischer Tauros	18
—, Kuschdjular	293
—, Saspe bei Danzig	*137*
—, Tauros	265
—, Tschakit-Schlucht	21
Septaria	*108*
Serpentin, Ak dagh	19, 20
—, Amanos	45
—, Anatolien	316
—, Bagtsche	51
—, Beirut dagh	103
—, Beydje	155
—, Boz Depe	20, 107
—, Giaur dagh	105
—, Kisil dagh	20, 106
—, Kuttos	135
—, Kurdengebirge	105, 175
—, Lykien	136
—, Nordsyrien	173

Seite

Serpentin, osthellenische Zone 117
—, Rhodos 136
—, Seitun 103
Serpula Damesi 93
— *recta* 108
Siegener Schiefer, Süd-Eifel, Mosel 4
Sillimanit 90
Silur, Unter-, Amanos 45, 178, 206
—, Unter-, Anatolien . . . 309
—, Antitauros 103
—, Bagtsché 51, 52
Silurische Schiefer, kappadokischer Tauros 12
Sima 201
Simiae 413
Smeei-Schicht 184
Socnopaea 406
Solenastraea sp. 78
Somketische Scholle . . . 169
Spaltätzung 22
Spateisenstein, Pindirotal . 186
Spatha 402
Sphenophyllum tenerrimum . 311
Sphenopteris distans . . . 311
— *divaricata* 311
— *Hoeninghausi* 311
— *Larischi* 311
— sp. 56
Spinosaurus 411
Spirifer angustisellatus . . 217
— *Archiaci* 220, 222
— *arduennensis* 63, 67
— *bifidus* 222
— *bisinus* 223
— *bisulcatus* 252
— *cameratus* 249
— *carinatus* 63
— *crispus* 232
— *cuspidatus* 259
— *deflexus* 222
— *disjunctus* 220
— *eximius* 251
— *glaber* . . . 34, 259, 260, 261
— *Gwinneri* 249
— *Hercyniae* 63, 67
— *incertus* 63
— *Malaisi* 223
— *marionensis* 231
— *mesocostalis* 217
— *mosquensis* 231, 254
— *muzakheylensis* 250
— *neglectus* 251
Spirifer pachyrhynchus . . 222
— *paradoxus* 220
— *Pellico* 220
— *pinguis* 251
— *pinguis* var. *anglo-asiatica* 251
— *planus* 234
— *rotundatus* 250
— *Seminoi* 220, 223
— *simplex* 222
— *striatus* 249, 259
— *subcuspidatus* 63
— *subrotundatus* 250
— *tegulatus* 249
— *tornacensis* . 34, 102, 230, 261
— *triangularis* 259, 260
— *Trigeri* 220
— *trigonalis* 252
— *triradialis* var. *sexradialis* 253
— *Verneuili* . . . 32, 220, 222
— *Verneuli* var. *conoidea* . 222
Spiriferina cristata 232
— *laminosa* 231, 233
— *octoplicata* 232, 233
— *spinosa* 232
Spirigera Manzavinii . . . 313
Spondylus gaederopus . . . 431
— sp. ind. 76
— *subserratus* 30, 302, 304, 305, 306, 431
Sporadoceras biferum . . . 31
— *Münsteri* 33
Stegosaurier, Tendaguru . . 70
Steinsalz, Anatolien 318
Stephanoceras Humphriesianum 114
Stereogenys 403, 406
Sternothaerus 401
Striatopora subaequalis . . 220
— *vermicularis* 220
Stromatopora polymorpha . . 220
Strombus cfr. *Bonelli* . . . 76
— *coronatus* 45
Strophalosia calva 216
— *productoides* 222
Strophanella retrorsa . . . 222
Stylophyllopsis caespitosa . . 113
Symmetrische Meeresregressionen 380
Symoliophis 409, 411
Syntemna sciophiliformis . . 485
Syringopora ramulosa . . . 259
— sp. 220
Syringothyris cuspidata 233, 261
— *cuspidata* mut. *curvata* . 233

Seite

Syringothyris Jourdyi . . . 234
- *plena* 234
Syrischer Graben 60

T.

Tafelbergsandstein *178*
Talbildung, Tauros . . . 100
Tangentiale Bewegung . . *280*
Taeniopteris 311
— *multinervis* 312
Tapes sp. 78
Taunusquarzit *60*
Tauros, Gebirgszonen . . 2, 4
Tegelenstufe, Hülserberg b. Krefeld *139, 149*
—, Niederrhein . . . *241, 305*
—, Viersen *143*
Tekirgraben 16
Tektonische Grundbegriffe . *271*
Tendaguru-Schichten . . . *188*
Terebratula Dutemplei . . . 305
— *Michelini* 238
semiglobosa 300
Teredo (Septaria) bartoniana *108*
Terra rossa, heré deré . . 68
Terrassenschotter, Amanos . 87
—, Tauros 87
Tertiär, adriatisch-ionische Zone 114
, Ägypten 397
, Denislü 132
—, Deutsch-Ostafrika . . . *103*
. Konia 5
—. Libanon 183
—, Lykien 136
, Namaland 328
, Pursaktal 156
—, Tracheia 135
—, Ülfer-Tschai 155
—, Westanatolien . . 127, 140
—Lagerung, Deutsch-Ostafrika *113*
Tertiäre Quarzite, Essen . *42*
Tertiäre Störung, Fechttal . *169*
Testudo 403, 411, 413
Thalassochelys 405
Thalassocrinus *200*
Thamnophyllum 219
Thermen, Kyzyldja-Hamam . 161
—, Sei-Hamam 161
Thrakische Masse 2
Thrialetische Scholle . . . 170
Tipulidae 477
Tissotia Tissoti 297

Seite

Tomistoma 401, 403, 406, 407, 413
Tornoceras planidorsatum . *31*
planidorsatum var. *involuta* *31*
Toucasia carinata . . 447, 469
· *carinata* var. *compressa* . 450
Lonsdalei 447
santanderensis 451
Seunesi 451
sp. 469
transversa 451
Trachyaspis 406
Trachyt, Afiun-Karahissar . 146
—, Anatolien 145
, hassan dagh 148
, Konia 5
, Südwest-Afrika . . . 330
, Westanatolien 130
Trachyttuff, Anatolien . . 145
Thracia pubescens . . . 76, 79
Trajanella Fraasi 469
Transgression des Lias . . 363
- der Trias 360
Travertin, Horos deré . . 13
, kl. Tschakit-Schlucht . 23
Tremolit, Otjivarumendu . 332
Trias, adriatisch-ionische Zone 113, 114
?, Amanos 177
, Anatolien . . . 151, 313
— Dobrudscha 167
Kos 135
, Krim 167
. osthellenische Zone . . 117
—Transgression 360
Trichoneura vulgaris . . . 492
Trigonia crenulata 271
Ferdinandi 70, 271
syriaca 298
Trigonoarca multidentata 297, 299
Schichten, Rayapudupakam 297
Trionychidae 401, 413
Tripolitzakalke 118
Trochactaeon Salomonis . . 297
Tropidoleptus laticosta var. *rhenana* *63*
Trümmerkalke, Deutsch-Ostafrika 446
Tuff, Anatolien . . . 139, 200
, Jar baschi 43
. Tauros 9, 10, 199
Turon, Ägypten 408
, Tauros 265
, Tschakit-Schlucht . . . 21

Seite

Turon, Westfalen *39*
Turritella angulata 174
- sp. ind. 469

U.

Überschiebung *284*
Überschiebungen. Tracheia . 135
Undation *275*. *294*
Undulation *275*
Unio 402
Unsymmetrische Meeres-
regressionen 380
Untereocän, Kitulo . *105*, *116*
Unterkoblenzporphyroidtuffe,
zwischen Mittelrhein und
östl. Taunus *57*
Unterkoblenzschichten.
Mittelrhein *64*
Unterkreide. Deutsch - Ost-
afrika *6*
Urgebirge, Anatolien . . . 309
Urgon, Deutsch-Ostafrika . 441

V.

Valletia 455
Valudayur-Beds, Ostindien . 297
Veniella cfr. *lineata* . . 29, 281
Venus aff. *Haidingeri* . . 76, 79
— *islandicoides* 76
Verbeekina Verbeekii . . . 312
Verbiegung *289*
Vertikalbewegungen *280*, *289*, *291*
Verwerfungslinie, Münstertal *160*
Vichter Schichten, Süd-Eifel *4*
Viersener Horst, Niederrhein *294*
Viersener Stufe, Niederrhein
239, *306*
Vola 279
— *Blanckenhorni* 280
Voluta harpa 174
Voratlantischer Kontinental-
block *231*

Seite

Vulkane, lykaonisch . . . 101
Vulkanismus, Anatolien 125, 145
— Anatoliens, Beziehungen
zu Ost und West . . . 192
—, Hellas 125
, Katakekaumene . . . 143
, Kleinasien 199
, westl. Anatolien . . . 138

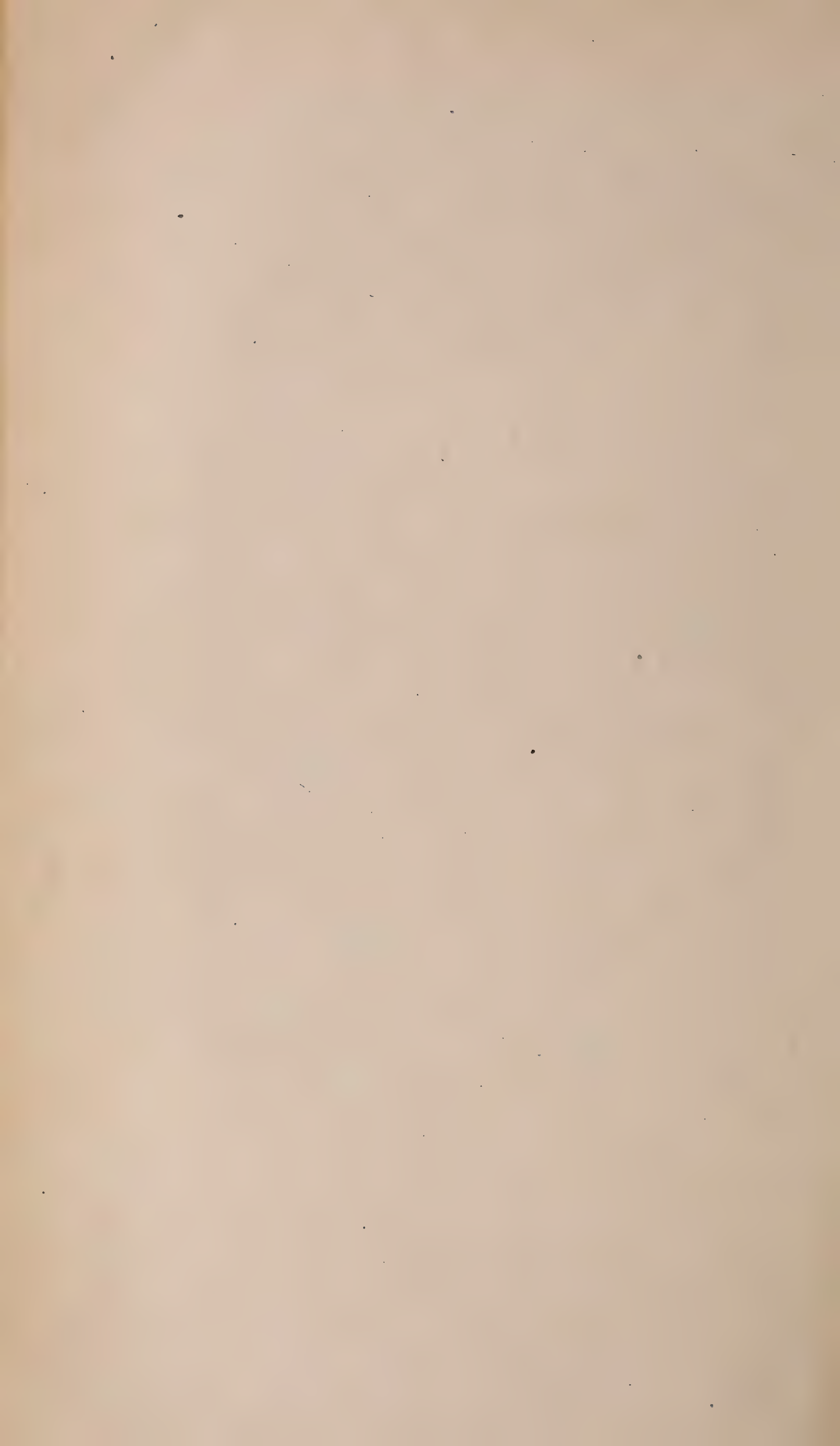
W.

Waagenella Ferussaci . . . 247
Wasserversorgung *74*
Waterbergsandstein
334, 335. 336, 339. 340
Wealden, Deutsch-Ostafrika 444
Werfener Schichten, Anatolien 313
Westpontisches Gebirge . . 2
Wirbeltiere in der Kreide,
Ägypten 397
— im Tertiär, Ägypten . . 397
Witwatersrandkonglomerate 334
Wocklumeria Denckmanni . *36*
— *paradoxa* *36*
—Stufe, Gattendorf . . *36*, *38*
Wollsackbildung *17*
Würmeiszeit, Rügen . . . *256*

Z.

Zaphrentis cornu copiae . . 241
— *excavata* 242
— *vermicularis* 241
Zechstein, Memel *135*
—Transgression 371
Zeilleria dubiosa *186*
Zentral-peloponnesische Zone 118
Zerrung *286*
Zeuglodon 405
Zinkblende, Anatolien . . 309
Zinnober, Anatolien . . . 309
Zweiglimmerquarzit.Windhuk 331





Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1. Heft. 68. Band. 1916.

Januar bis März 1916.

(Hierzu Tafel I—X.)

Berlin 1916.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

1. FRECH, Fr.: Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen. (Hierzu Tafel I—XXIV) 1

(Fortsetzung im nächsten Heft.)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44 porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

2. Heft. 68. Band. 1916.

April bis Juni 1916.

(Hierzu Tafel XI—XXIV.)

Berlin 1916.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

1. FRECH, Fr.: Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen. (Hierzu Tafel I—XXIV) (Fortsetzung) 145

(Schluß im nächsten Heft.)

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1916

Vorsitzender:	z. Z. nicht vorh.	Schriftführer:	Herr Bärtling	
Stellvertretende Vorsitzende:	Herr Bornhardt (z. Z. abw.)		„ Hennig	
	„ Krusch		„ Janensch	z. Z. abwesend
Schatzmeister:	„ Picard		„ Weissermel	
Archivar:	„ Schneider		„ Belowsky	

Beirat für das Jahr 1916

Die Herren: Frech-Breslau, Madsen-Kopenhagen, Oebbecke-München, Rothpletz-München, Salomon-Heidelberg.

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlängenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift. Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N. Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“. oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4. Invalidenstr. 44 porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

3. Heft. 68. Band. 1916.

Juli bis September 1916.

(Hierzu Tafel XXV–XXIX.)

Berlin 1916.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

1. **Frech, Fr.**: Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener Reisen und paläontologische Untersuchungen. (Hierzu Tafel I–XXIV) (Schluß) 289
2. **Rimann, Eberhard**: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwest-Afrika. (Hierzu Tafel XXV bis XXVII und 1 Textfigur) 327
3. **Wanner, J.**: *Ptilocrinus*, eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel. (Hierzu Tafel XXVIII und 3 Textfiguren) 343
4. **Deecke, W.**: Über Meerestransgressionen und daran sich anknüpfende Fragen 360
5. **Meunier, F.**: Über einige *Proctotrypidae* (*Bethylinae*, *Ceraphroninae* und *Scelioninae*) aus dem subfossilen und dem rezenten Kopal von Zanzibar und von Madagaskar. (Hierzu Tafel XXIX) 391

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1916

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44. porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Besonderer Beachtung wird der beiliegende Prospekt über „Fritz Frech, Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn" empfohlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

4. Heft. **68. Band.** **1916.**

Oktober bis Dezember 1916.

(Hierzu Tafel XXX—XXXII.)

Berlin 1917.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

6. Stromer, Ernst: Die Entdeckung und die Bedeutung der Land und Süßwasser bewohnenden Wirbeltiere im Tertiär und in der Kreide Ägyptens 397
7. Oppenheim, Paul: Gehören die *Clypeaster* führenden Schichten des kilikischen Taurus wirklich der Kreide an? 426
8. Hennig, Edw.: Die Fauna der deutsch-ostafrikanischen Urgonfazies. (Hierzu Tafel XXX—XXXII und 1 Textfigur) 441
9. Meunier, Fernand: Beitrag zur Monographie der Mycetophiliden und Tipuliden des Bernsteins. (Hierzu 36 Textfiguren) 477

Zugänge der Bibliothek (Zeitschriften, Karten und Kartentexte) 494

Mitglieder-Verzeichnis 509

Rechnungsabschluß für 1915 541

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1917

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie.

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen.

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift. Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Oppenheim,** Gr. Lichterfelde, Sternstr. 19.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44. porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1—3. 68. Band. 1916.

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung vom 5. Januar 1916 . . . . *1*

Protokoll der Sitzung vom 2. Februar 1916 . . . . *1*

Protokoll der Sitzung vom 1. März 1916 . . . . *7*

Vorträge:

MESTWERDT: Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen (Titel) *1*

LEPPLA, A.: Die Koblenzschichten in der Südeifel und an der Mosel *2*

HAARMANN: Bemerkungen zum Bau des norddeutschen Bruchfaltenlandes. (Titel) *5*

WERTH, E.: Spuren des paläolithischen Menschen aus Deutschostafrika. (Mit 2 Textfiguren) *5*

WOLFF, W.: Über einen Os bei Süderbrarup in Schleswig. (Hierzu 1 Texttafel und 1 Textfigur) . . *8*

KÜHN: Über einen Rundhöcker auf Quadersandstein der Löwenberger Kreidemulde. (Hierzu 2 Texttafeln und 1 Textfigur) *14*

ZIMMERMANN I. E.: Diskussion zum Vortrag KÜHN . *17*

(Fortsetzung siehe Rückseite).

INHALT (Fortsetzung).

Vorträge:

WERTH, E.: Diskussion zum Vortrag KÜHN (Form der Rundhöcker) 19
RAUFF, A.: Über *Pteraspis*-Reste. (Titel) 20

Briefliche Mitteilungen:

SALOMON, W.: Über die Entstehung von Rillensteinen 21
BLANCKENHORN, M.: Zur Erklärung der Rillensteine des Niltals 26
SCHINDEWOLF, O. H.: Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. (Mit 1 Textfigur) 30
LÖSCHER, W.: Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV. . . 39
— Über tertiäre Quarzite der Umgebung von Essen 42
DIETRICH, W. O.: Über die Hand und den Fuß von *Dinotherium* . 44

Neueingänge der Bibliothek 54

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1916

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.", oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44 porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 4—6. 68. Band. 1916.

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung vom 5. April 1916 57

Vorträge.

RAUFF: Die Stratigraphie des oberen Mitteldevons in der Gerolsteiner Mulde (Titel) 57

FUCHS, ALEXANDER: Zur Stratigraphie und Tektonik der Porphyroidtuffe führenden Unterkoblenzschichten zwischen dem Mittelrhein und dem östlichen Taunus 57

Protokoll der Sitzung vom 3. Mai 1916 70

Vorträge:

WOLFF, W.: Zur Geologie der Gegend von Bremen (Titel) 70

HENNIG, E.: Die Stegosaurier und ihr Vertreter unter den Tendaguru-Funden (Titel) 70

Protokoll der Sitzung vom 7. Juni 1916 70

Vorträge:

BÄRTLING, R.: Grundzüge der Kriegsgeologie . . . 70

WERTH, E.: Zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffe bei Weimar (Titel) 85

Briefliche Mitteilungen:

KLEMM, G.: Über die angebliche Umwandlung von Andalusit in Disthen in den Hornfelsen des Schürrkopfes bei Gaggenau in Baden 86

JENTZSCH, ALEXANDER: Über das örtlich beschränkte Vorkommen diluvialer Cenoman-Geschiebe 92

KRAUSE, P. G.: Adolf Karl Remelé † 94

Neueingänge der Bibliothek 102

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1916

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
AUTORNAMEN (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 7. **68. Band.** **1916.**

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung vom 5. Juli 1916 . . . . *103*

Vorträge:

OPPENHEIM: Die Tertiärbildungen von Deutsch-Ostafrika *103*

HENNIG: Über die Lagerung des Tertiärs im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Hierzu 6 Textfiguren) *113*

JENTZSCH: Diskussion zu den Vorträgen OPPENHEIM u. HENNIG *132*

JENTZSCH: Über Bohrkerne aus West- und Ostpreußen *133*

Briefliche Mitteilungen:

QUAAS, A.: Beiträge zur Geologie des Niederrheines. III. Zur Gliederung der Hauptterrasse. (Mit 1 Textfigur.) IV. Zur Wertung der fossilführenden Schichten der Hauptterrasse *138*

KLÄHN, HANS: Eine wichtige Verwerfungslinie im Münstertal (Ober-Elsaß). (Mit 2 Textfiguren) . . . *160*

WERTH, E.: Zur Altersstellung der Paläolithe führenden Kalktuffe bei Weimar. (Mit 1 Textfigur) *170*

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1916

Beirat für das Jahr 1916

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8/11. 68. Band. 1916.

Berlin 1917.

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung vom 1. November 1916 . . . . *177*

Vorträge:

GÜRICH, GEORG: Über angebliche Versteinerungen des älteren Paläozoikum in Südafrika und anhangsweise über alte Glaziale ebendaselbst *178*

JENTZSCH: Über die diluvialen Kalktuffe von Ehringsdorf bei Weimar *179*

JENTZSCH: Über die Ursachen artesischer Quellen (Titel) *181*

Briefliche Mitteilungen:

HENNIG, EDWIN: Die geologischen Verhältnisse des Pindirotals im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Mit einer Kartenskizze) *181*

WANNER, J.: *Eifelocrinus* und *Peripterocrinus*, nom. nov. (Synonymische Bemerkungen) *200*

SOERGEL, W.: Die atlantische „Spalte". Kritische Bemerkungen zu A. WEGENERS Theorie von der Kontinentalverschiebung. (Hierzu 4 Textfiguren) *200*

QUAAS, A.: Beiträge zur Geologie des Niederrheines. V. Ein neuer Feinsandhorizont (= Viersener Stufe) im Diluvium *239*

Neueingänge der Bibliothek *250*

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1917

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der A u t o r d i e K o s t e n s t e t s z u ü b e r n e h m e n.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Oppenheim,** Gr. Lichterfelde, Sternstr. 19.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto ,,Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 12. **68. Band.** **1916.**

Berlin 1917.

INHALT.

Seite

Protokoll der Sitzung vom 6. Dezember 1916 . . . . *253*

Vorträge:

JAEKEL: Neue Beiträge zur Tektonik und Geschichte des Rügener Steilufers (Titel) *253*

KEILHACK: Diskussion zum Vortrag von JAEKEL . . . *253*

Wahlprotokoll *256*

Briefliche Mitteilungen:

PHILIPPSON, A.: Bemerkungen zu F. FRECHS Abhandlung „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn" *259*

FRECH, F.: Widerlegung der Kritik von PHILIPPSON über meine Abhandlung „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn" *264*

STILLE, HANS: Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge *269*

QUAAS, A.: Beiträge zur Geologie des Niederrheines. VI. Das geologische Profil der „Gemeindegrube Neuwerk" im Viersener Horst. (Mit 1 Textfigur) . . . *294*

Neueingänge der Bibliothek *313*

Ortsregister *315*

Sachregister *321*

Inhaltsverzeichnis III

Druckfehlerberichtigungen VI

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1917

Vorsitzender: Herr KEILHACK
Stellvertretende Vorsitzende: „ LEPPLA, „ BELOWSKY
Schatzmeister: „ PICARD
Archivar: „ SCHNEIDER
Schriftführer: Herr BÄRTLING, „ OPPENHEIM, „ P. G. KRAUSE, „ Graf MATUSCHKA

Beirat für das Jahr 1917

Die Herren: STEINMANN-Bonn a. Rh., SCHMIDT-Basel, JOH. WALTHER-Halle a. S., MILCH-Greifswald, BECK-Freiberg i. S., GÜRICH-Hamburg.

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie.
AUTORNAMEN (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

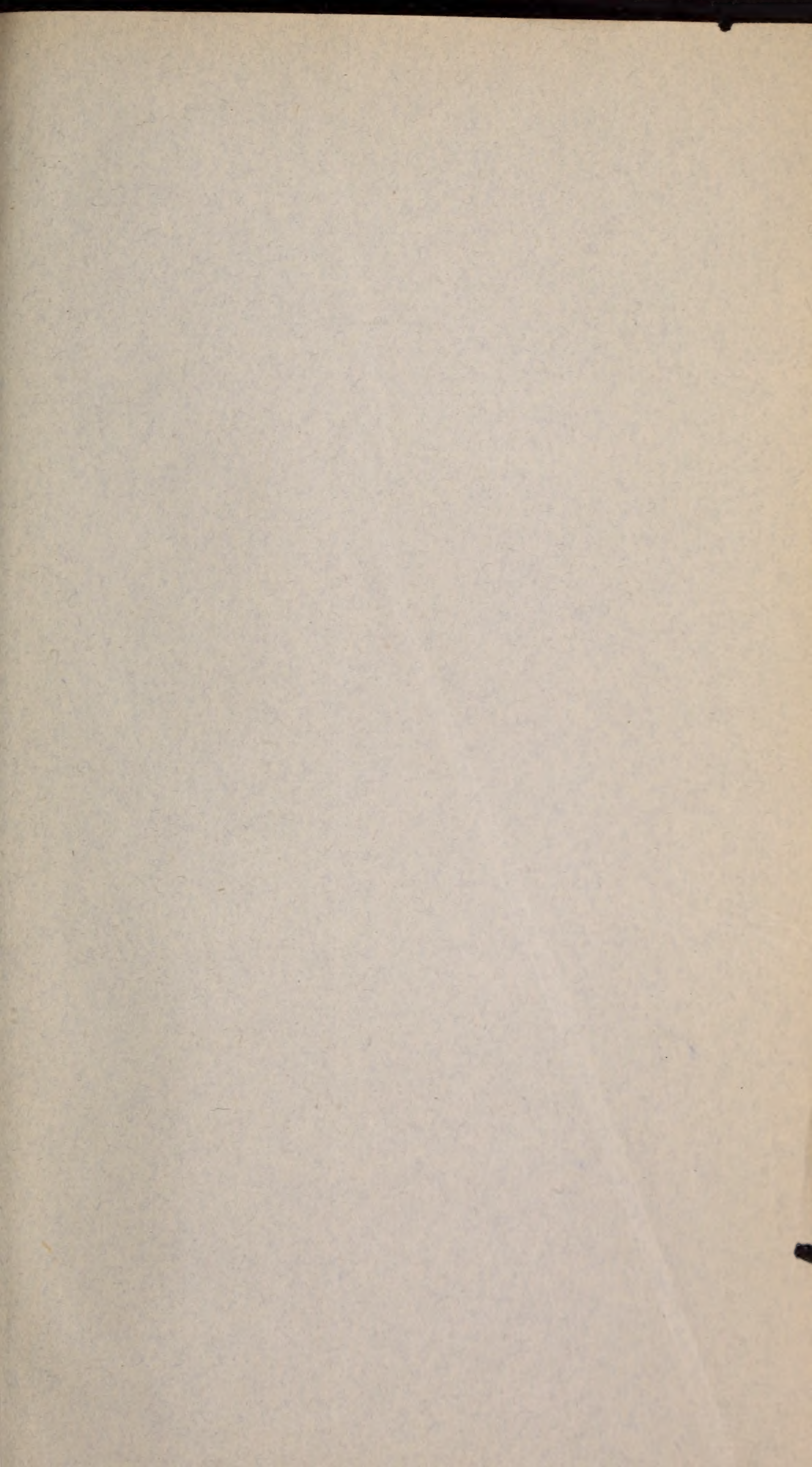
Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

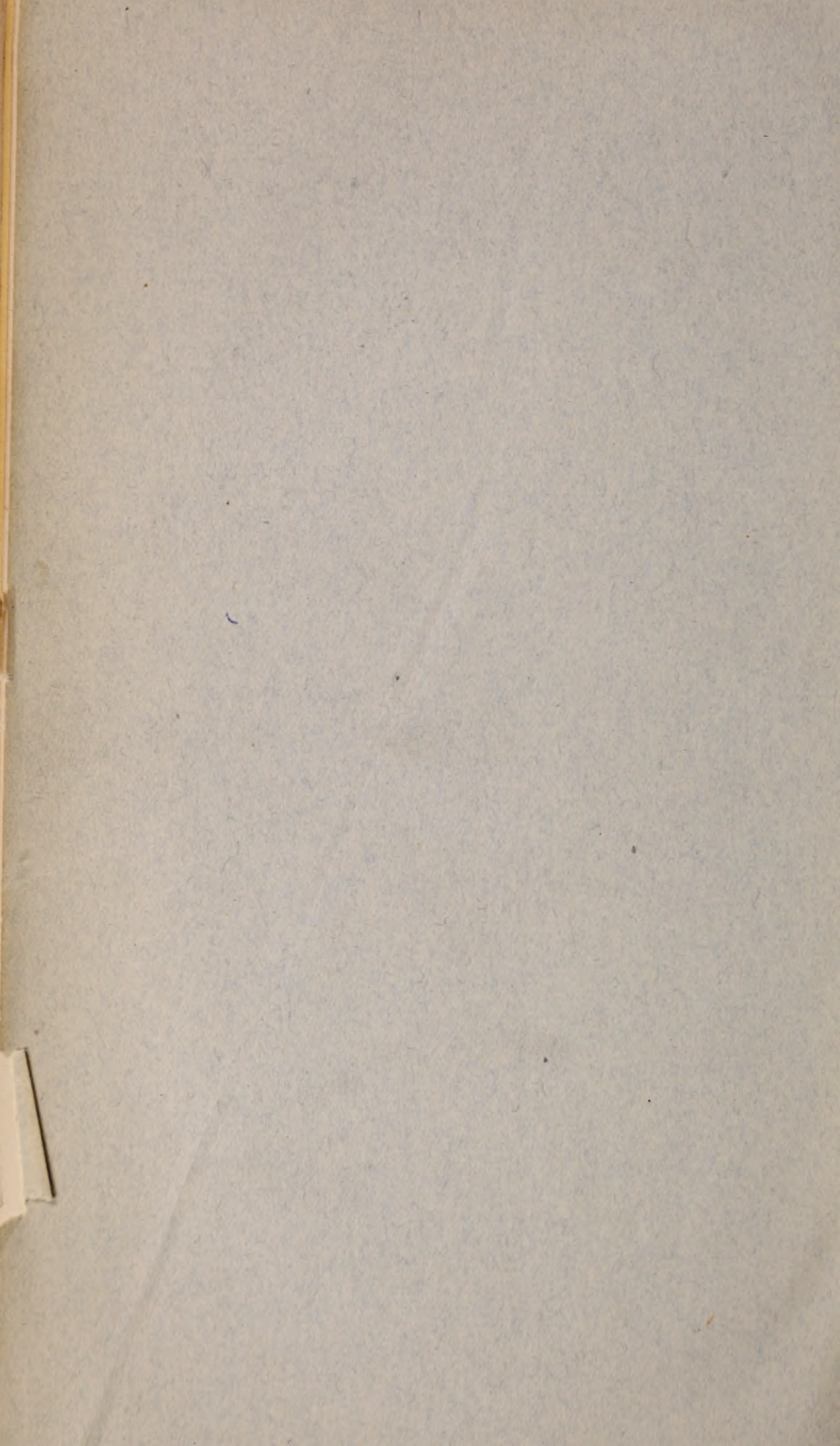
1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an die **Redaktion der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Oppenheim,** Gr. Lichterfelde, Sternstr. 19.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N, Chausseestr. 17, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, oder an Herrn **Rechnungsrat Lauenroth,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44, porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

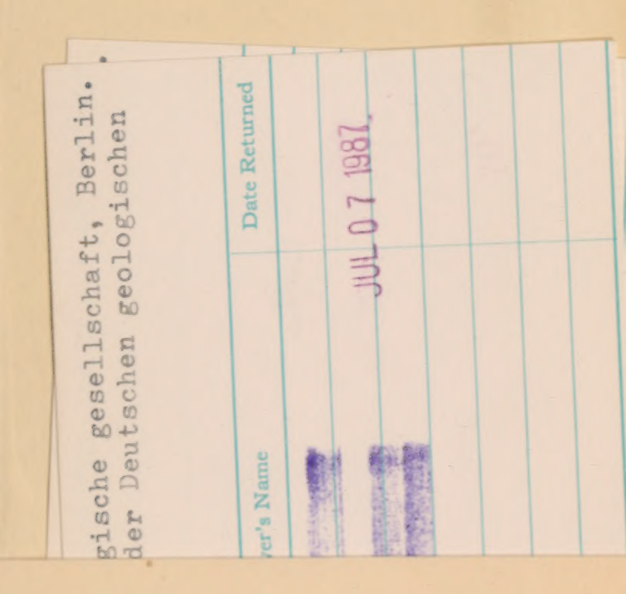
Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.










gische gesellschaft, Berlin.
der Deutschen geologischen
Date Returned
JUL 0 7 1987


AMNH LIBRARY
100215269